

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

666 2 945

BERICHTE
aus dem
SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK

4. Mai 1998



Nr. 74

Numerische Modellexperimente zur Veränderung
des Ozean-Atmosphäre-Kohlenstoffkreislaufes
während der letzten 21000 Jahre:
Der Einfluß von Variationen
der thermohalinen Ozeanzirkulation

MICHAEL SCHULZ



Nr. 74

**Numerische Modellexperimente zur Veränderung des
Ozean-Atmosphäre-Kohlenstoffkreislaufes während der
letzten 21000 Jahre: Der Einfluß von Variationen der
thermohalinen Ozeanzirkulation**

Michael Schulz

Kurzfassung

Die globale Quantifizierung von Veränderungen des Ozean-Atmosphäre-Kohlenstoffkreislaufes auf glazial-interglazialen Zeitskalen erfordert den Einsatz numerischer biogeochemischer Modelle. Im Rahmen dieser Arbeit wurde hierzu ein Modellansatz gewählt, der aus der Kopplung eines neu entwickelten biogeochemischen Boxmodells (16 ozeanische Boxen) an ein dreidimensionales (3D) allgemeines Ozean-Zirkulationsmodell (OGCM) besteht. Die Simulation biogeochemischer Prozesse erfolgt im Boxmodell analog zu hochentwickelten 3D-Modellen. Das globale ($4 \times 6^\circ$, 12 Schichten) Ozeanmodell wird mit Temperatur- und Salzgehaltsfeldern, die aus paläozeanographischen Zeitscheibenrekonstruktionen stammen, sowie modellierten Windschubspannungen angetrieben. Diese Modellkombination bietet mehrere Vorteile: 1) Das Boxmodell wird mit hydrodynamisch konsistenten Wassertransporten angetrieben, die aus den OGCM-Feldern diagnostiziert werden. 2) Für Paläozeitscheiben lassen sich anhand der OGCM-Ergebnisse Boxkonfigurationen ermitteln, welche die jeweilige Wassermassenverteilung optimal repräsentieren. 3) Die biogeochemische Modellkomponente ist numerisch sehr effizient und erlaubt es, eine hinreichend große Anzahl von Sensitivitätsexperimenten durchzuführen. 4) Durch die zeitliche Verknüpfung der Randbedingungen des Boxmodells auf der Grundlage von paläozeanographischen Informationen lassen sich zeitabhängige Modellexperimente mit dem Boxmodell durchführen.

Neben einem Kontrollexperiment für den heutigen Zustand (vorindustriell in bezug auf den Kohlenstoffkreislauf) wurden Experimente für das letzte glaziale Maximum (LGM) sowie das Schmelzwasserereignis (SWE) vor 13.5 ^{14}C ka BP durchgeführt, das durch das Abschmelzen des Barents-See-Eisschildes (Jones und Keigwin, 1988; Lehman et al., 1991; Sarinthein et al., 1992) bzw. durch ein massives Kalben des Laurentidischen-Eisschildes (Heinrich-Ereignis 1; Bond et al., 1992) ausgelöst wurde. Die modellierte Zirkulation des Kontrollexperimentes zeigt eine realistische Hydrographie mit einer Tiefenwasserbildungsrate im Nordatlantik von 21.5 Sv. Mit dem Boxmodell lassen sich für den heutigen Zustand die wesentlichen großskaligen Transportvorgänge der Wassermassen zwischen den Ozeanen hinreichend genau darstellen, um eine gute Übereinstimmung zwischen den modellierten und beobachteten Stoffverteilungen zu erhalten. Das dynamische Verhalten des Boxmodells wurde anhand von ozeanischen CO_2 -Aufnahmeexperimenten untersucht. Die entsprechenden Ergebnisse zeigen, daß sich das Boxmodell dynamisch ähnlich wie 3D-biogeochemische Modelle verhält.

Die modellierte ozeanische Zirkulation für das LGM ist durch eine Abnahme (-65 %) der nordatlantischen Tiefenwasserbildungsrate auf 7.5 Sv gekennzeichnet. Hierdurch nimmt die Ventilation des tiefen Atlantiks gegenüber dem Kontrollexperiment ab. Dies spiegelt sich im Atlantik in einer Zunahme des mittleren Wasseralters um ~ 500 a (48°N – 32°S , 4000 m Tiefe) sowie einer zusätzlichen Speicherung von ~ 50 Gt C (unterhalb 1745 m) gegenüber dem Kontrollexperiment wider. Gegenüber dem Kontrollexperiment führt die Kombination aus reduzierten Meeresoberflächentemperaturen, globaler Zunahme der biologischen Produktivität

(+ 9 %) sowie der Abschwächung der thermohalinen Zirkulation im LGM-Experiment zu einer Abnahme des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes ($p\text{CO}_2$) um $34 \mu\text{atm}$. Die modellierten ozeanischen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien stimmen qualitativ gut mit den paläozeanographischen LGM-Daten überein. Insbesondere bewirkt die Umkehr der Tiefenwasserstömungsrichtung ($\sim 1200\text{--}2600 \text{ m}$) zwischen Indo-Pazifik und Südozean im Modell eine negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im Südozean im Vergleich zum Kontrollexperiment. Die Amplitude dieser Anomalie ist allerdings zu gering, da das OGCM die hierfür verantwortlichen Veränderungen der Zwischenwasserzirkulation vermutlich unterschätzt. Sensitivitätsexperimente zur Reduktion des $p\text{CO}_2$ auf glaziale Werte legen nahe, daß der Anstieg der mittleren ozeanischen Alkalinität vermutlich einen größeren Anteil an der glazialen $p\text{CO}_2$ -Abnahme hatte, als eine Zunahme der biologischen Produktivität.

Während des SWEs prognostiziert das OGCM einen vollständigen Zusammenbruch der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik. Die Ventilation des gesamten Weltozeans erfolgt über den Südozean, wobei die charakteristischen Zeitskalen auf denen der Indo-Pazifik bzw. der Atlantik "belüftet" werden, nahezu identisch sind. Dies bewirkt eine ozeaninterne Verlagerung von $\sim 180 \text{ Gt C}$ vom Indo-Pazifik und Südozean in den Atlantik, deren Einfluß auf den atmosphärischen $p\text{CO}_2$ jedoch praktisch vernachlässigbar ist.

Beim Übergang vom SWE zur Bølling-Warmzeit erzeugt das Wiedereinsetzen der thermohalinen Zirkulation im Boxmodell eine atmosphärische $p\text{CO}_2$ -Zunahme um $\sim 20 \mu\text{atm}$ innerhalb von 200 a. Für das Bølling prognostiziert das Boxmodell einen vorindustriellen $p\text{CO}_2$ -Wert. Ein entsprechender $p\text{CO}_2$ -Anstieg wird allerdings nicht durch $p\text{CO}_2$ -Messungen an Eisbohrkernen unterstützt. Dieser Widerspruch läßt sich lösen, wenn angenommen wird, daß die terrestrische Biomasse während des Bøllings um $\sim 200 \text{ Gt C}$ angewachsen wäre.

Für den Zeitabschnitt vom Allerød zum Präboreal lassen sich die gemessenen Abweichungen zwischen kalendarischen und konventionellen ^{14}C -Altern quantitativ modellieren. Die zugrundeliegenden atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalien werden im Modell durch eine Kombination aus Variationen der thermohalinen Zirkulationsintensität und Änderungen der atmosphärischen ^{14}C -Produktionsrate hervorgerufen.

Abstract

In order to quantify the variability of the ocean-atmosphere carbon-cycle on glacial-interglacial time scales numerical biogeochemical models are required. In this work, a modeling approach consisting of a coupling between a newly developed biogeochemical box model (16 oceanic boxes) and a three-dimensional (3D) ocean general circulation model (OGCM) was pursued. The simulation of biogeochemical processes by the box model is almost identical to state of the art 3D-models. The global OGCM ($4 \times 6^\circ$, 12 layers) is forced by temperature and salinity fields obtained from paleoceanographic time-slice reconstructions, and model-derived wind fields. This model setup offers several advantages: 1) The box model is driven by water-fluxes that are diagnosed from the OGCM-fields. This approach results in hydrodynamically consistent water-fluxes for the box model. 2) The OGCM results guide the selection of appropriate box-configurations for time-slices having water-mass distributions that differ from the present-day situation. 3) The high numerical efficiency of the biogeochemical model component allows for a sufficient number of sensitivity experiments. 4) Based on paleoceanographic information, the boundary conditions of the box model can be combined as a function of time in order to conduct time-dependent experiments with the box model.

In addition to a control-run for the present-day (pre-industrial with respect to the carbon cycle), experiments were performed for the last glacial maximum (LGM) and the meltwater event at $13.5 \text{ }^{14}\text{C ka BP}$. The latter was induced by melting of the Barents-Sea ice-cap (Jones und Keigwin, 1988; Lehman et al., 1991; Sarthein et al., 1992) as well as massive calving of the Laurentide ice-sheet (Heinrich-Event 1; Bond et al., 1992). The control-run circulation depicts a realistic hydrography including a 21.5 Sv deep-water formation in the North-Atlantic. For the present-day, the box model sufficiently represents large scale inter-ocean water exchange and yields a good simulation of the observed tracer distributions. The dynamical behavior of the box model was investigated by means of oceanic CO_2 -uptake experiments. These experiments show that the dynamical performance of the box model is similar to that of 3D-biogeochemical models.

The modeled OGCM-circulation for the LGM is characterized by a reduction (-65%) of the deep-water formation rate in the North-Atlantic to 7.5 Sv . Compared to the control-experiment, this leads to a decreased ventilation of the deep Atlantic, resulting in an increase of the average Atlantic deep-water age by $\sim 500 \text{ a}$ (48°N – 32°S , 4000 m depth) and an additional storage of $\sim 50 \text{ Gt C}$ (below 1745 m). The combined effects of decreased sea-surface temperatures, a global increase in biological productivity ($+9 \%$) and the reduced thermohaline circulation in the LGM-experiment results in a drop of the atmospheric CO_2 -partial-pressure ($p\text{CO}_2$) by $34 \text{ } \mu\text{atm}$ compared to the control-run. The modeled oceanic $\delta^{13}\text{C}$ -anomalies agree qualitatively well with paleoceanographic data. In particular, the modeled reversal of the deep-water flow direction (~ 1200 – 2600 m) between the Indo-Pacific and Southern Ocean produces a negative $\delta^{13}\text{C}$ -anomaly in the Southern Ocean compared to the present-day experiment. However, the ampli-

tude of this anomaly is too small, since the OGCM probably underestimates the alteration of the intermediate-water circulation patterns responsible for the $\delta^{13}\text{C}$ -anomaly. Sensitivity experiments suggest that the increase of the oceanic alkalinity inventory had a greater impact on glacial $p\text{CO}_2$ -reduction than increased biological productivity had.

For the meltwater event, the OGCM-experiment shows a collapse of deep-water formation in the North-Atlantic and a situation in which the Southern Ocean alone ventilates the global deep-ocean. The characteristic time-scales for the ventilation of the Atlantic and the Indo-Pacific are almost identical. This leads to a redistribution of dissolved carbon within the oceans and a shift of $\sim 180 \text{ Gt C}$ from the Indo-Pacific to the Atlantic. The effect of this carbon redistribution on the atmospheric $p\text{CO}_2$ is, however, negligible.

The onset of the thermohaline circulation at the transition from the meltwater event to the Bølling warm-period induces an $\sim 20 \mu\text{atm}$ increase in atmospheric $p\text{CO}_2$ within 200 a. For the Bølling itself, the box model predicts a pre-industrial $p\text{CO}_2$. However, such an increase in $p\text{CO}_2$ is not supported by $p\text{CO}_2$ -measurements from ice-cores. This contradiction can be solved if one assumes an increase of the terrestrial biomass by $\sim 200 \text{ Gt C}$ during the Bølling.

For the Allerød to Preboreal time interval, the measured deviations between calendar and conventional ^{14}C -ages can be quantitatively simulated by the model. A combination of intensity-variations in the thermohaline circulation and changes in the atmospheric ^{14}C -production-rate produce the observed $\Delta^{14}\text{C}$ -anomalies in the atmosphere.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
2 Mariner biogeochemischer Kohlenstoffkreislauf	10
2.1 Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre	10
2.2 Anorganische Kohlenstoffchemie im Ozean	10
2.3 Biologische Prozesse	15
2.3.1 Umsetzung von organischem Kohlenstoff	15
2.3.2 Biologische Kalziumkarbonat-Fixierung	18
2.4 Kohlenstoffisotope	20
3. Ozeanmodellergebnisse	25
3.1 Heutige Zirkulation — Kontrollexperiment	26
3.2 Zirkulation während des letzten glazialen Maximums	30
3.3 Zirkulation während des Schmelzwasserereignisses	36
4. Modellierung des marinen Kohlenstoffkreislaufes	40
4.1 Aufbau des Boxmodells	41
4.2 Modellatmosphäre	42
4.3 Modellozean	45
4.3.1 Photische Zone - Oberflächenboxen	47
4.3.2 Aphotische Zone	53
4.4 Übertragung der OGCM-Ergebnisse auf das Boxmodell	56
4.5 Charakteristische Zeitkonstanten chemischer Gleichgewichte	59
5 Boxmodell-Experimente I — Zeitscheiben	63
5.1 Vorindustrieller Zustand — Kontrollexperiment	63
5.1.1 Konfiguration des Boxmodells	63
5.1.2 Kontrollexperiment — Modellergebnisse/Bewertung	67
5.1.3 Sensitivitätsexperimente	75
5.2 Letztes Glaziales Maximum (LGM)	85
5.2.1 Konfiguration des Boxmodells	85
5.2.2 LGM-Modellergebnisse/Bewertung	88
5.2.3 LGM — Sensitivitätsexperimente	100
5.3 Schmelzwasserereignis (SWE)	109
5.3.1 Konfiguration des Boxmodells	109
5.3.2 SWE-Modellergebnisse/Bewertung	111
5.4 Vergleich der modellierten Zeitscheiben	118

6 Boxmodell-Experimente II — Zeitabhängige Experimente	125
6.1 CO ₂ -Aufnahme durch den heutigen Ozean	125
6.2 Störungen der “ ¹⁴ C-Uhr” während der Endphase der letzten Eiszeitermination ...	131
6.3 Atmosphärische pCO ₂ -Variationen während des Überganges vom letzten glazialen Maximum zur Bølling-Warmzeit	148
7. Diskussion des Modellansatzes	156
8. Schlußfolgerungen	161
Literaturverzeichnis	165

Danksagung

Anhang

1. Einleitung

Der anthropogene Eintrag von Kohlendioxid (CO_2) in die Atmosphäre wird vermutlich dazu führen, daß es im Verlauf des nächsten Jahrhunderts zu einem starken Anstieg der Konzentration dieses Treibhausgases gegenüber dem vorindustriellen Wert ($280 \mu\text{atm}^1$) kommen wird (Houghton et al., 1995). Numerische Klimamodelle deuten an, daß bei einer Verdoppelung der CO_2 -Konzentration gegenüber dem heutigen Wert ($\sim 354 \mu\text{atm}$ in 1990 AD, Schimel et al., 1995) mit Anstieg der mittleren Oberflächentemperatur der Erde um $\sim 2^\circ\text{C}$ zu rechnen wäre (Houghton et al., 1995).

Bereits 1896 hat Arrhenius auf den möglichen Zusammenhang zwischen dem CO_2 -Gehalt der Atmosphäre und dem Auftreten von Warm- und Kaltzeiten im Pleistozän aufmerksam gemacht. Er postulierte, daß eine Reduktion des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes ($p\text{CO}_2$) auf $170\text{--}190 \mu\text{atm}$ zu einer durchschnittlichen globalen Abkühlung um $4\text{--}5^\circ\text{C}$ geführt haben könnte. Tatsächlich zeigen Messungen an antarktischen Eisbohrkernen, daß die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre während der letzten beiden glazialen Maxima $\sim 200 \mu\text{atm}$ betrug (Barnola et al., 1987; Neftel et al., 1988; Abb. 1.1), während gleichzeitig die globale Durchschnittstemperatur $\sim 3\text{--}4^\circ\text{C}$ niedriger war als heute (Kutzbach, 1992). Sowers et al. (1991) konnten zeigen, daß die Abnahme des kontinentalen Eisvolumens erst *nach* einem initialen Anstieg der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre erfolgte, und somit die klimatische Relevanz atmosphärischer $p\text{CO}_2$ -Variationen untermauern.

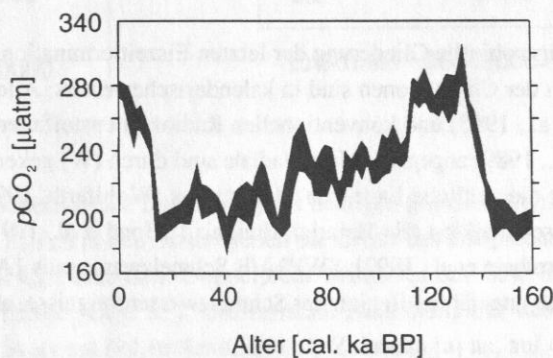


Abb. 1.1: Atmosphärischer CO_2 -Partialdruck ($p\text{CO}_2$) als Funktion der Zeit anhand von Messungen am antarktischen Vostok Eisbohrkern (Barnola et al., 1987). Linienbreite markiert den Fehlerbereich.

¹Die vorindustrielle (1750 AD) CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre betrug 280 ppmv ("parts per million by volume"), dies entspricht einem Partialdruck von $280 \mu\text{atm}$ bzw. einer Masse von $\sim 600 \text{ Gt}$ Kohlenstoff (z. B. Sundquist, 1993).

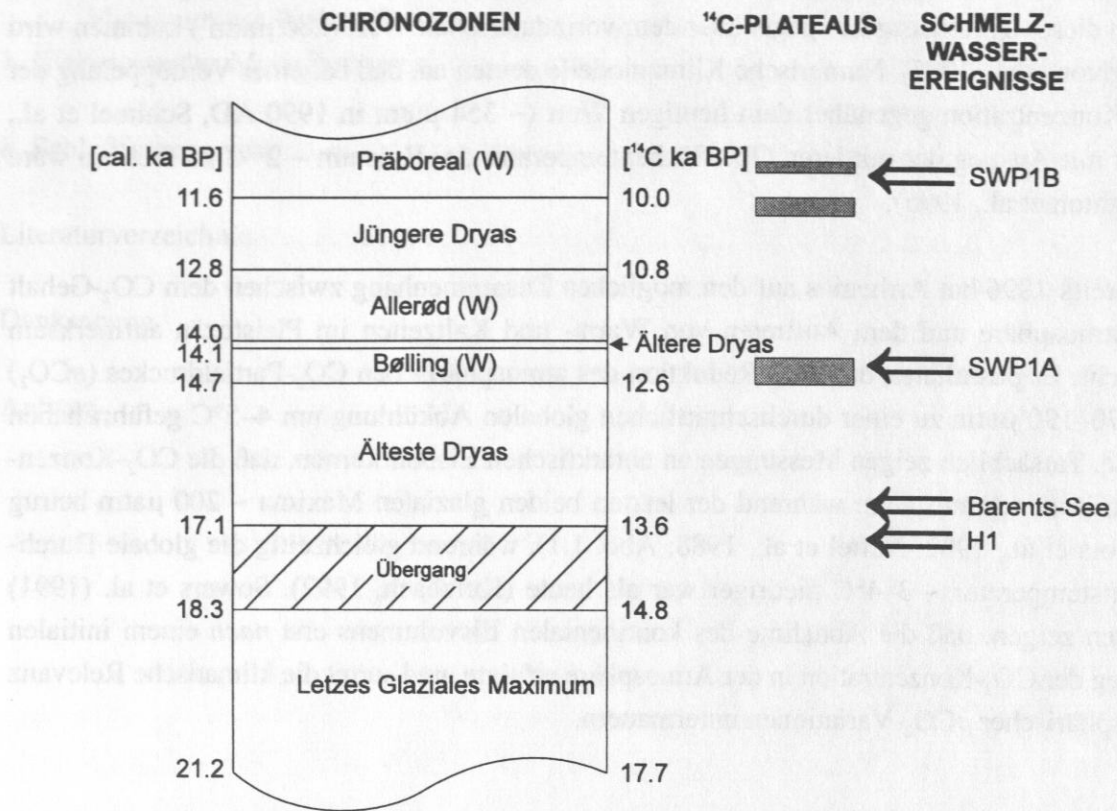


Abb. 1.2: Chronostratigraphische Gliederung der letzten Eiszeitermination (Wohlfarth, 1996 und Zitate darin). Grenzen der Chronozonen sind in kalendarischen (links; Alley et al., 1993; Bard et al., 1990, Sarnthein et al., 1995) und konventionellen Radiokohlenstoffaltern (rechts; Sarnthein et al., 1995; Zbinden et al., 1989) angegeben. Interstadiale sind durch (W) gekennzeichnet. Im rechten Teil der Abbildung ist die zeitliche Lage von ¹⁴C-Plateaus (Wohlfarth, 1996) bzw. postglazialen Schmelzwasserereignissen markiert (H1 Heinrich-Ereignis 1 [Bond et al., 1992]; Barents-See [Jones und Keigwin, 1988; Sarnthein et al., 1992]; SWP1A/B Schmelzwaspulspuls 1A/B [Fairbanks, 1989]). Die Pfeile markieren den ungefähren Beginn der Schmelzwasserereignisse, aber nicht deren Dauer.

Abbildung 1.1 zeigt weiterhin, daß der postglaziale $p\text{CO}_2$ -Anstieg nach dem letzten glazialen Maximum (LGM, vor ~ 21 cal. ka BP²; Abb. 1.2) in ~ 10⁴ a erfolgte. Diese Beobachtungen führen zu der Frage, welche Prozesse diese natürlichen $p\text{CO}_2$ -Variationen steuern können. Aus Abbildung 1.3 ist erkennbar, daß der tiefe Ozean ungefähr 60mal soviel Kohlenstoff enthält wie die Atmosphäre und auf Zeitskalen bis zu wenigen 10³ a den atmosphärischen $p\text{CO}_2$ beeinflussen kann. Aktive Böden tauschen zwar auf der gleichen Zeitskala CO₂ mit der Atmosphäre aus; dieses Reservoir war jedoch — genauso wie die terrestrische Biosphäre — während des LGMs

²Die Abkürzungen bedeuten: cal. Kalenderjahre, ka tausend Jahre und BP "before present" = vor 1950 AD.

kleiner als heute (z. B. Crowley, 1995; Harden et al., 1992) und kann somit nicht als zusätzlicher Speicher für atmosphärisches CO_2 gewirkt haben. Auf Zeitskalen von $\sim 10^4$ a kommen nur alte Böden und marine Sedimente als zusätzliche Kohlenstoffspeicher in Frage (Abb. 1.3). Da anzunehmen ist, daß das Kohlenstoffreservoir der alten Böden während des LGMs vorwiegend die Reduktion des aktiven Bodenreservoirs kompensiert hat, bleiben nur die reaktiven marinen Sedimente übrig, um den atmosphärischen $p\text{CO}_2$ auf Zeitskalen von $\sim 10^4$ a zu beeinflussen. Folglich besitzt der Ozean zusammen mit den reaktiven marinen Sedimenten das größte Potential aller Komponenten des Kohlenstoffkreislaufes, um den CO_2 -Gehalt der Atmosphäre auf Zeitskalen von $\sim 10^2$ – 10^4 a nachhaltig zu beeinflussen.

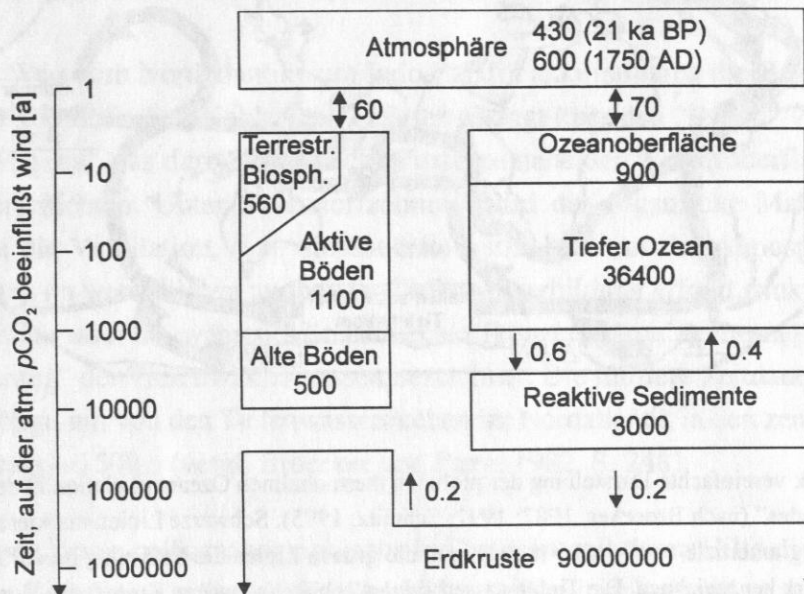


Abb. 1.3: Schematische Darstellung des heutigen globalen Kohlenstoffkreislaufes. Die Zahlen in den Boxen geben die Größe des entsprechenden Reservoirs an [Gt C]. Pfeile bzw. Doppelpfeile markieren uni- bzw. bidirektionale Kohlenstoffflüsse [Gt C a^{-1}]. Die vertikale Anordnung der Reservoirboxen, relativ zur Skala am linken Rand, gibt die Zeitskala [a] an, auf der Veränderungen des jeweiligen Reservoirs den atmosphärischen CO_2 -Gehalt beeinflussen können (nach Sundquist, 1993).

Die ozeanische Steuerung des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ erfolgt im wesentlichen durch den anorganischen Kohlenstoffchemismus des Oberflächenwassers, der prinzipiell auf zwei Wegen verändert werden kann: 1) Eine ozeaninterne Umverteilung von Kohlenstoff, die durch Variationen der großskaligen Ozeanzirkulation bzw. Veränderungen der marinen biologischen Kohlenstofffixierung ausgelöst werden kann. 2) Eine Änderung der für den Kohlenstoffkreislauf relevanten chemischen Stoffinventare des Ozeans — hervorgerufen durch Intensitätsvariationen der

externen Quellen (bes. äolischer bzw. fluviatiler Eintrag) bzw. der internen Senken (Sedimentation). Störungen des globalen Kohlenstoffkreislaufes, die durch den ersten Mechanismus ausgelöst werden, führen nach einer “Reaktionszeit” von maximal wenigen hundert Jahren zu einem neuen Gleichgewichtszustand (Wenk und Siegenthaler, 1985), während die “Reaktionszeit” in bezug auf den zweiten Mechanismus mehrere tausend Jahren beträgt (Archer et al., 1997; Broecker und Peng, 1987).

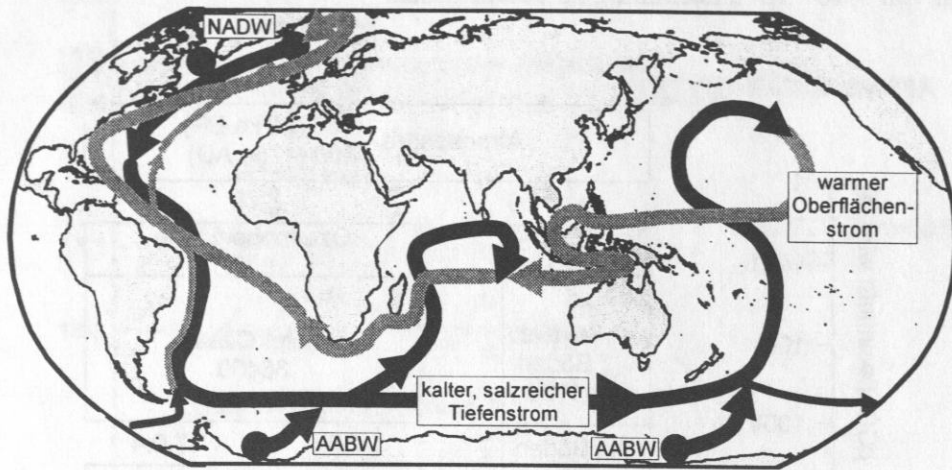


Abb. 1.4: Stark vereinfachte Darstellung der globalen thermohalinen Ozeanzirkulation in der Form eines “Salzförderbandes” (nach Broecker, 1987; 1991; Schmitz, 1995). Schwarze Linien markieren die Tiefenwasserströmung unterhalb von ~ 1500 m, während die grauen Linien die Strömung im darüberliegenden Wasserstockwerk kennzeichnen. Die Tiefenwasserbildungsgebiete (schwarze Kreise) des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) und des Antarktischen Bodenwassers (AABW) sind ebenfalls angegeben. Weitere Erläuterungen im Text.

Der Austausch von Wärme und Süßwasser zwischen Ozean und Atmosphäre verändert die Dichte des Oberflächenwassers und treibt dadurch auf einer globalen Skala die sogenannte thermohaline Zirkulation des Weltozeans an. Im Atlantik strömt oberhalb von ~ 1500 m relativ warmes Wasser nach Norden. Durch winterliche Abkühlung im Gebiet der Island- und Labrador-See erhöht sich die Dichte dieses Wassers so weit, daß es bis auf 2000–3000 m Tiefe absinkt und als Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW, “North Atlantic Deep Water”) nach Süden strömt. Im Südozean vermischt sich das NADW im Zirkumpolaren Tiefenwasser — das die gesamte Antarktis umströmt — mit weiteren sehr dichten Wassermassen, die entweder in antarktischen Schelfregionen durch winterliche Meereisbildung (Gordon et al., 1993) oder durch Unterströmen von Schelfeis (Foldvik und Gammelsrød, 1988) entstehen. Die resultierende dichte Wassermasse strömt als Antarktisches Bodenwasser (AABW) nordwärts sowohl in den Indo-Pazifik als auch in den Atlantik, wo es sich unter das NADW einschichtet. Schließlich

steigt das AABW im Pazifik in flachere Wasserstockwerke auf und strömt als warmer "Oberflächenstrom" durch den indonesischen Archipel in den indischen Ozean, wo es sich mit dem dort aufsteigenden AABW vermischt und mit diesem zusammen als Agulhasstrom Afrika in Richtung Atlantik umströmt. Der so geschlossene Meerwasserkreislauf wird noch durch einen Rückstrom im oberen Wasserstockwerk vom Pazifik in Richtung Atlantik durch die Drake-Passage ergänzt. Insgesamt läßt sich diese großräumige ozeanische Zirkulation als "Salzförderband" auffassen, durch das Wärme in Richtung Nordatlantik transportiert wird und Salz aus dem Atlantik exportiert wird (Broecker, 1987; 1991; Schmitz, 1995; Abb. 1.4). Ein wichtiger Aspekt dieses Konzeptes ist, daß der *tiefe* Ozean nur über die relativ kleine Fläche der Tiefenwasserbildungsgebiete (~ 4 % der gesamten Ozeanoberfläche; z. B. Sarmiento und Toggweiler, 1984) im Gasaustausch mit der Atmosphäre steht.

Auf ihrem Weg vom Nordatlantik zum Indo-Pazifik akkumulieren die Boden- und Tiefenwassermassen kontinuierlich Kohlenstoff. Dieser gelangt über den "Regen" von partikulärem organischen Material, das durch biologische Prozesse nahe der Wasseroberfläche entsteht, in tiefere Wasserschichten. Unter Sauerstoffzehrung wird das organische Material hier remineralisiert. Da die Ventilation, d. h. die Sauerstoffaufnahme aus der Atmosphäre, der tiefen Wasserschichten im wesentlichen nur bei der Tiefenwasserbildung erfolgt, sinkt der Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser ab, während die Kohlenstoffkonzentration zunimmt — dieser Prozeß wird als "Alterung" der Tiefenwassermassen bezeichnet. Die mittlere Zeitdauer, die ein "Wasserpaket" benötigt, um von den Tiefenwasserquellen im Nordatlantik in den zentralen Pazifik zu gelangen, beträgt ~ 1500 a (vergl. Broecker und Peng, 1982, S. 248).

Es existieren diverse paläozeanographische Indikatoren, mit deren Hilfe die Variabilität der thermohalinen Zirkulation während des Pleistozäns indirekt dokumentiert werden kann. Am gebräuchlichsten sind Messungen stabiler Kohlenstoffisotope ($\delta^{13}\text{C}$; z. B. Boyle und Keigwin, 1987; Curry et al., 1988; Duplessy et al., 1988; Sarnthein et al., 1994; Zahn et al., 1987) bzw. des Cd/Ca-Verhältnisses (Boyle, 1988a; 1992) an Kalkschalen benthischer Foraminiferen. Im Tiefenwasser der heutigen Ozeane weisen diese Indikatoren eine gute Korrelation mit dem Phosphatgehalt auf, der wiederum ein Maß für die Intensität der Tiefenwasserventilation ist. Unter der Annahme, daß diese empirischen Beziehungen weitgehend unabhängig vom Zustand der thermohalinen Zirkulation sind, sollten paläozeanographische Zeitreihen dieser Indikatoren ein gutes Abbild der ozeanischen Ventilation in der Vergangenheit liefern.

Auf diese Weise konnte gezeigt werden, daß sich die Intensität der thermohalinen Zirkulation auf glazial-interglazialen Zeitskalen dramatisch verändert hat: So war die Bildung von NADW während des LGMs deutlich schwächer als heute (Duplessy et al., 1988; Sarnthein et al., 1994). Weiterhin konnte gezeigt werden, daß in der Frühphase der Eiszeitermination (vor ~ 13.5 ^{14}C

ka BP³) ein Schmelzwasserereignis (SWE) stattgefunden hat, das zu einem vollständigen Erliegen der nordatlantischen Tiefenwasserbildung für ~ 2000 a führte (Sarnthein et al., 1994; Sarnthein, pers. Mittlg.). Das Schmelzwasser gelangten durch den Zerfall des Barents-See-Eisschildes (Jones und Keigwin, 1988; Sarnthein et al., 1992) sowie durch das massive Kalben des Laurentidischen-Eisschildes (Heinrich-Ereignis 1; Bond et al., 1992) direkt in die Tiefenwasserbildungsgebiete im Nordatlantik. Dort verhinderte der "leichte" Schmelzwasserdeckel einen vertikalen Wasseraustausch und somit die Ventilation des tiefen Ozeans.

Es wird angenommen, daß es bei einer Abnahme der Intensität der thermohalinen Zirkulation zu einer verstärkten Speicherung von Kohlenstoff im Tiefenwasser kommt und umgekehrt. Dies wiederum wirkt sich auf den CO₂-Gehalt der Atmosphäre aus: Bei einer Zunahme der ozeanischen Kohlenstoffspeicherkapazität resultiert ein neuer Gleichgewichtszustand mit einem reduzierten atmosphärischen pCO₂ und umgekehrt. Folglich könnten die paläozeanographisch rekonstruierten Variationen der thermohalinen Zirkulation für die pCO₂-Schwankungen auf glazial-interglazialen Zeitskalen (mit-)verantwortlich sein (Broecker und Peng, 1987). Weiterhin wurden indirekte Auswirkungen von Zirkulationsvariationen auf verschiedene marine Prozesse postuliert, die den atmosphärischen CO₂-Gehalt mit steuern: Dies betrifft insbesondere das globale Verhältnis von biologischer Kohlenstofffixierung zum Auftrieb CO₂-reicher Tiefenwassermassen (z. B. Sarmiento et al., 1988) sowie Auswirkungen auf den sedimentären Kalziumkarbonathaushalt (Archer und Maier Reimer, 1994; Boyle, 1988b,c). Weitere ozeanische Prozesse, die den CO₂-Gehalt der Atmosphäre beeinflussen können, aber nicht auf einem veränderten thermohalinen Zirkulationsmuster basieren, werden z. B. von Berger und Keir (1984) bzw. Broecker und Peng (1989) diskutiert. Variationen der thermohalinen Zirkulation können außerdem ein Ungleichgewicht der Radiokohlenstoffverteilung (¹⁴C) zwischen Ozean und Atmosphäre hervorrufen, das zu erheblichen Störungen bei der Radiokohlenstoffdatierung führen kann (Stichwort: ¹⁴C-Plateaus; z. B. Becker et al., 1991; Lotter, 1991; Oeschger et al., 1980; Siegenthaler et al., 1980).

Die Quantifizierung des Einflusses von Intensitätsschwankungen der thermohalinen Zirkulation auf den Kohlenstoffkreislauf von Ozean und Atmosphäre erfordert den Einsatz biogeochemischer Modelle. Zwar lassen sich Kohlenstoffbudgets für bestimmte Zeitscheiben⁴ auch anhand paläozeanographischer Daten abschätzen (z. B. Sarnthein et al., 1994 für den Ostatlan-

³Das Symbol ¹⁴C kennzeichnet in Verbindung mit geologischen Altersangaben konventionelle Radiokohlenstoffalter.

⁴Unter einer Zeitscheibe wird hier ein Zeitabschnitt in der Vergangenheit verstanden, der sich anhand paläozeanographischer Zeitreihen identifizieren läßt und einen relativ stabilen Zustand des Klimasystems (und damit der thermohalinen Zirkulation) widerspiegelt. Unter Berücksichtigung dieser Voraussetzungen kann eine synoptische Darstellung des mittleren Zustandes quantitativer Klimaindikatoren erfolgen (z. B. globale Karte der Meeresoberflächentemperaturen während des LGMs [CLIMAP, 1981]). Der heutige Klimazustand bzw. der heutige Modus der thermohalinen Zirkulation wird hier ebenfalls als Zeitscheibe bezeichnet.

tik). Es ist jedoch nicht möglich, die Veränderung des CO_2 -Gehaltes der (globalen) Atmosphäre auf der Grundlage eines regionalen Kohlenstoffbudgets abzuschätzen. Die meisten Versuche in der Vergangenheit, die paläozeanographischen Befunde mit biogeochemischen Modellen zu simulieren, basieren auf Boxmodellen unterschiedlicher Komplexität (Boyle, 1988b; Broecker und Peng, 1986; Keir, 1988; 1990; 1991; Knox und McElroy, 1984; Lyle und Pisias, 1990; Michel et. al., 1995; Paillard et al., 1993; Sarmiento und Toggweiler, 1984; Siegenthaler und Wenk, 1984;). Diese Modelle sind zwar numerisch sehr effizient, haben jedoch den entscheidenden Nachteil, daß sie hydrodynamisch nicht konsistent sind, d. h., daß die Größe der Wassertransporte intuitiv festgelegt werden muß. Um dieses Problem zu umgehen, wurden dreidimensionale (3D) biogeochemische Modelle (Bacastow und Maier-Reimer, 1990; Najjar et al., 1992) entwickelt, in denen die ozeanische Zirkulation durch ein allgemeines ozeanisches Zirkulationsmodell (OGCM, "Ocean General Circulation Model") berechnet wird. Diese Modelle sind sehr rechenaufwendig, so daß nur sehr wenige Simulationen paläoklimatologischer Zeitscheiben existieren. Modellsimulationen über einen längeren Zeitraum, wie z. B. die letzte Eiszeit-termination, sind mit diesen Modellen zur Zeit praktisch nicht durchführbar.

Bisherige Experimente mit 3D-biogeochemischen Modellen für das LGM (Archer und Maier-Reimer, 1994; Heinze und Broecker, 1995; Heinze, 1990; 1994; Heinze und Hasselmann, 1993) stellen Sensitivitätsexperimente auf der Basis der heutigen Zirkulation dar (z. B. Reduktion aller advektiven Geschwindigkeiten um 50 %) und nutzen die verfügbaren paläozeanographischen Informationen (z. B. über den physikalischen Zustand der Meeresoberfläche) nicht zum Modellantrieb. Ausnahmen bilden: 1) Ein Sensitivitätsexperiment von Heinze (1990), das auf der OGCM-Simulation für das LGM von Lautenschlager et al. (1992) basiert. Diese OGCM-Resultate stehen jedoch eindeutig im Widerspruch zu paläozeanographischen Befunden — so wurde z. B. ein vollständiger Kollaps der thermohalinen Zirkulation im Atlantik vom Modell prognostiziert. 2) Das Inversmodell von Winguth (1997), das jedoch nur eine stark vereinfachte biologische Modellkomponente enthält und außerdem keine Modellatmosphäre beinhaltet, so daß Aussagen über mögliche zirkulationsinduzierte Variationen des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes nicht möglich sind. Zwar existiert eine Reihe von ozeanographischen Modellbefunden, die einen Kollaps des "Salzförderbandes" während eines SWEs andeuten. Diese Modelle enthalten in der Regel jedoch keine biogeochemische Modellkomponente; lediglich die Arbeiten von Mikolajewicz (1996) bzw. Stocker und Wright (1996) beschäftigen sich mit einem Teilaspekt des Kohlenstoffkreislaufes, nämlich den instabilen Kohlenstoffisotopen. Weiterhin wurden diese Experimente auf der Grundlage heutiger Zirkulationsszenarien durchgeführt und besitzen daher nur eine eingeschränkte Aussagekraft für den Übergang vom LGM zum SWE vor 13.5 ^{14}C ka BP.

Betrachtet man lediglich die bisherigen Ergebnisse von Experimenten, die mit komplexeren Boxmodellen (einfache Boxmodelle erlauben keine realistische Wiedergabe der ozeanischen Wassermassenverteilung) bzw. mehrdimensionalen Modellen durchgeführt wurden, dann lassen

sich die folgenden prinzipiellen Modellbefunde ableiten:

- Bei einer Reduktion der thermohalinen Zirkulation im Atlantik um den Faktor 2 nimmt der atmosphärische CO_2 -Gehalt je nach Modell um $\sim 8\text{--}30\ \mu\text{atm}$ ab (Boyle, 1988b; Heinze, 1990; Keir, 1988; Michel, 1991; Paillard et al., 1993; Stocker et al., 1997).
- Die Simulation von gemessenen extrem negativen benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Südozean während des LGMs erfordert Modellannahmen (Keir, 1990; Michel et al., 1995), die nur sehr schwer mit paläozeanographischen Befunden (Paläoproduktivitätsrekonstruktionen) bzw. ozeanographischen Prinzipien (Bodenwasserströmungsrichtungen) in Übereinstimmung zu bringen sind.
- Zeitabschnitte mit nahezu konstanten ^{14}C -Altern (^{14}C -Plateaus), lassen sich nur semi-quantitativ durch Veränderungen der thermohalinen Zirkulation erklären (Stocker und Wright, 1996).

Im Rahmen dieser Arbeit wird nunmehr ein neuer Modellansatz verfolgt, bei dem ein Boxmodell zur Simulation des marinen biogeochemischen Kohlenstoffkreislaufes eingesetzt wird, das durch diagnostizierte Ergebnisse eines globalen OGCMs gesteuert wird. Das OGCM wird durch paläozeanographisch rekonstruierte Temperatur und Salzgehaltsfelder angetrieben⁵. Die Simulation biogeochemischer Prozesse erfolgt im Boxmodell analog zu hochentwickelten 3D-Modellen (z. B. Bacastow und Maier-Reimer, 1990; Najjar et al., 1992). Dieser Ansatz bietet folgende Vorteile:

- Paläozeanographische Meeresoberflächenrekonstruktionen werden optimal genutzt, da sie direkt zum Modellantrieb verwendet werden.
- Die ozeanische Modellkomponente ist hydrodynamisch konsistent.
- Das biogeochemische Modell besitzt eine hohe Recheneffizienz, die es gestattet, eine hinreichende Zahl von Sensitivitätsexperimenten durchzuführen.
- Durch die zeitliche Verknüpfung modellierter Zeitscheiben auf der Grundlage von paläozeanographischen Zeitreihen lassen sich zeitabhängige Modellsimulationen durchführen.

Konkret wird das OGCM mit paläozeanographischen Rekonstruktionen für die Zeitscheiben heute, LGM und SWE (vor $\sim 13.5\ ^{14}\text{C}$ ka BP) angetrieben. Die resultierenden Zirkulationsszenarien zeigen — in Übereinstimmung mit den paläozeanographischen Befunden — markante Unterschiede in der Intensität der thermohalinen Zirkulation. Mit Hilfe des Kohlenstoffmodells sollten die folgenden Fragen untersucht werden:

- Wie wirken sich die “realitätsnahen” Zirkulationsszenarien für das LGM bzw. SWE auf den atmosphärischen CO_2 -Gehalt sowie die Kohlenstoffverteilung im Ozean aus?

⁵Die OGCM-Experimente sind nicht Teil dieser Arbeit, sondern wurden von D. Seidov durchgeführt.

- Erlaubt das Modell eine Simulation des glazialen atmosphärischen CO₂-Gehaltes?
- Lassen sich die gemessenen Kohlenstoffisotopenverteilungsmuster in Ozean und Atmosphäre durch die unterschiedlichen Zirkulationsmodi erklären? Insbesondere: Resultiert eine negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im Südozean während des LGMs (z. B. Curry et al., 1988; Duplessy et al., 1988)?
- Läßt sich die von Sarnthein et al. (1994) beschriebene zusätzliche Speicherung von Kohlenstoff im tiefen Atlantik während des SWEs vor ~ 13.5 ^{14}C ka BP mit dem Boxmodell simulieren, und in welchem Umfang wirkt sich diese zusätzliche Kohlenstoffspeicherung auf den atmosphärischen CO₂-Gehalt aus?
- Lassen sich Abweichungen zwischen konventionellen Radiokohlenstoffaltern und kalendarischen Altern während der Endphase der letzten Eiszeitermination quantitativ mit dem Boxmodell simulieren?
- Geht das Ende des SWEs vor ~ 13.5 ^{14}C ka BP (Übergang zur Bølling-Warmzeit) mit einer extrem raschen (≤ 100 a) und massiven CO₂-Abgabe vom Ozean an die Atmosphäre einher, wie von White et al. (1994) postuliert wurde?

Die Arbeit ist folgendermaßen gegliedert: In Abschnitt 2 werden zunächst die wesentlichen Grundlagen des marinen biogeochemischen Kohlenstoffkreislaufes dargestellt. Daran anschließend werden die Ergebnisse des OGCMs für die drei Zeitscheiben beschrieben (Abschn. 3). Im 4. Abschnitt wird das neu entwickelte Boxmodell vorgestellt. Gegenstand des 5. Abschnittes sind die modellierten (quasi)-Gleichgewichtszustände des Boxmodells für die drei Zeitscheiben. Außerdem wird anhand von Sensitivitätsexperimenten das Verhalten des biogeochemischen Boxmodells untersucht. Abschließend (Abschn. 6) werden zeitabhängige Modellrechnungen mit dem Boxmodell diskutiert, die sich mit der historischen CO₂-Aufnahme durch den Ozean sowie unterschiedlichen Aspekten des Kohlenstoffkreislaufes während der letzten Eiszeitermination beschäftigen.

Hinweise zur Benutzung: Um eine konsistente Schreibweise zwischen den Programmausgaben von Graphikprogrammen und dem Text zu erhalten, wurde im Text die englische Dezimalschreibweise verwendet (Punkt als Dezimaltrennzeichen). Um unnötige Begriffskonfusionen zu vermeiden, wurden in einigen Fällen geläufige, englischsprachige Akronyme bzw. Begriffe nicht durch deutschsprachige Äquivalente ersetzt.

2 Mariner biogeochemischer Kohlenstoffkreislauf

In diesem Kapitel werden die chemischen und biologischen Prozesse beschrieben, die den ozeanischen Teil des globalen Kohlenstoffkreislaufes bestimmen und dessen Wechselwirkungen mit der Atmosphäre steuern. Dabei werden nur solche Prozesse beschrieben, deren Raum- und Zeitskalen für das in Kapitel 4 beschriebene Kohlenstoffmodell relevant sind. Da der Inhalt dieses Kapitels in mehreren Lehrbüchern/Monographien ausführlich dargestellt ist (z. B. Broecker, 1992; Broecker und Peng, 1982; Butcher et al., 1992; Lajtha und Michener, 1994; Sundquist und Broecker, 1985; Trenberth, 1992), wird dieser Abschnitt knapp gehalten.

2.1 Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre

Der Gasaustausch zwischen Atmosphäre und ozeanischer Deckschicht wird durch den physikalischen Zustand der Wasser-Luft Grenzschicht bestimmt. Die Oberflächenspannung von Wasser bewirkt, daß der Gasaustausch nicht turbulent erfolgt, sondern durch molekulare Diffusion durch eine ca. 40 μm mächtige laminare Grenzschicht (Broecker und Peng, 1982, S. 117). Der Fluß eines Gases durch diese Grenzschicht, Q_{ao} [$\text{mol m}^{-2} \text{h}^{-1}$], kann als lineare Funktion des Partialdruckgradienten über die Grenzschicht beschrieben werden (1. Ficksches Gesetz; z. B. Najjar, 1992):

$$Q_{ao} = \kappa \gamma (p_a - p_w) \quad (2.1)$$

Hierin ist γ die Löslichkeit des Gases in Wasser [$\text{mol m}^{-3} \mu\text{atm}^{-1}$]; $\kappa \equiv D/z$ ist die Austauschgeschwindigkeit ("piston velocity") [cm h^{-1}], die sich aus dem molekularen Diffusionskoeffizienten D und der Dicke der laminaren Grenzschicht z ergibt; p_a und p_w bezeichnen die Partialdrücke des Gases im Wasser bzw. der Atmosphäre. Die Austauschgeschwindigkeit hängt im wesentlichen von der Windgeschwindigkeit ab und steigt mit dieser nichtlinear an (Liss und Merlivat, 1986). Ein Gleichgewichtszustand in bezug auf den Gasaustausch liegt vor, wenn $p_a = p_w$ ist.

2.2 Anorganische Kohlenstoffchemie im Ozean

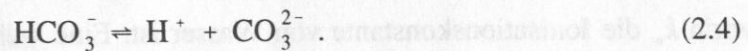
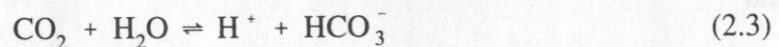
Um den Fluß von Kohlendioxid zwischen Atmosphäre und Ozean zu erfassen, müssen die CO_2 -Partialdrücke in der Atmosphäre und im Oberflächenwasser bekannt sein (vergl. Gl. (2.1)). In diesem Abschnitt wird dargelegt, durch welche Größen der CO_2 -Partialdruck im Ozean bestimmt wird. Diese Darstellung lehnt sich an die ausführlichen Beschreibungen der marinen, anorganischen Kohlenstoffchemie durch Broecker und Peng (1982), Najjar (1992) und Peng et

al. (1987) an.

Der CO_2 -Partialdruck im Wasser $p\text{CO}_2(aq)$ hängt nach dem Henryschen Gesetz von der CO_2 Konzentration im Wasser $[\text{CO}_2(aq)] \equiv [\text{CO}_2]$ und der CO_2 -Löslichkeit im Wasser γ ab:

$$p\text{CO}_2(aq) = \frac{[\text{CO}_2(aq)]}{\gamma} . \quad (2.2)$$

Die Löslichkeit von CO_2 in Wasser steigt mit sinkender Wassertemperatur bzw. sinkendem Salzgehalt (Weiss, 1974). Im Wasser gelöstes CO_2 wird hydratisiert und bildet dabei Bikarbonationen (HCO_3^-), die weiter dissoziieren und dabei Karbonationen (CO_3^{2-}) bilden:



Die durch die Gleichungen (2.3) und (2.4) beschriebenen Reaktionsgleichgewichte stellen sich in wenigen Minuten ein. Unter der realistischen Voraussetzung, daß die Wassermenge durch Reaktion (2.3) nicht verändert wird, können für diese chemischen Reaktionen die folgenden Gleichungen aufgestellt werden:

$$k_1 = \frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{[\text{CO}_2]} \quad (2.5)$$

$$k_2 = \frac{[\text{H}^+][\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]} , \quad (2.6)$$

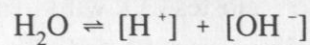
worin k_1 und k_2 Gleichgewichtskonstanten sind, die von Temperatur T , Salzgehalt S und hydrostatischem Druck p abhängen. Anorganischer gelöster Kohlenstoff liegt im Ozean also in drei Formen vor: CO_2 , HCO_3^- und CO_3^{2-} ; die Gesamtmenge des anorganischen Kohlenstoffes (DIC; "dissolved inorganic carbon") ist somit:

$$[\text{DIC}] = [\text{CO}_2] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (2.7)$$

$$100\% = 0.5\% + 89.1\% + 10.4\% ,$$

wobei die Prozentzahlen die relativen Anteile der jeweiligen Form am gesamten gelösten Kohlenstoff für durchschnittliches ozeanisches Oberflächenwasser angeben (Najjar, 1992).

Weiterhin liefert die Ionisation von Wasser:



und

$$k_w = [\text{H}^+][\text{OH}^-], \quad (2.8)$$

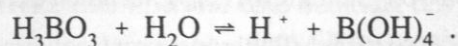
worin k_w die Ionisationskonstante von Wasser ist. Eine weitere für den Kohlenstoffkreislauf relevante Beziehung betrifft die Ladungsneutralität, wonach die Summe der positiven Ladungen im Ozean gleich der Summe der negativen Ladungen sein muß. Addiert man die über ihre Ladung gewichteten Konzentrationen der Anionen und Kationen starker Säuren und Basen, dann ergibt sich für die heutige Zusammensetzung des Meerwassers ein positiver Ladungsüberschuß, der als Alkalinität, ALK bezeichnet wird und in Ladungsäquivalenten pro Volumen (Eqv. m^{-3}) angegeben wird:

$$\begin{aligned} [\text{ALK}] &= [\text{Na}^+] + 2[\text{Mg}^{2+}] + 2[\text{Ca}^{2+}] + [\text{K}^+] + [\text{NH}_4^+] + \dots \\ &\quad - [\text{Cl}^-] - 2[\text{SO}_4^{2-}] - [\text{Br}^-] - [\text{NO}_3^-] - \dots > 0 . \end{aligned} \quad (2.9)$$

Die Punkte in Gleichung (2.9) symbolisieren die nicht aufgeführten Ionen, deren Konzentrationen relativ gering sind. Um die Ladungsneutralität des Meerwassers zu gewährleisten, wird der vorhandene positive Ladungsüberschuß durch die Ladungen schwacher Säuren und Basen kompensiert:

$$[\text{ALK}] = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B(OH)}_4^-] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] . \quad (2.10)$$

Die Konzentration der Borationen in Gleichung (2.10) kann aus $[\text{H}^+]$ und dem Salzgehalt bestimmt werden, wenn die folgende Reaktion von Borsäure (H_3BO_3) mit Wasser berücksichtigt wird:



Aus dieser Gleichgewichtsreaktion folgt

$$k_b = \frac{[\text{H}^+][\text{B(OH)}_4^-]}{[\text{H}_3\text{BO}_3]}, \quad (2.11)$$

worin k_b die Dissoziationskonstante von Borsäure ist. Die Summe der in Gleichung (2.11) vorkommenden Borverbindungen ist im Ozean konstant. Die entsprechenden Konzentrationen können nur aufgrund von Süßwasserflüssen an der Wasseroberfläche verändert werden und sind somit proportional zum Salzgehalt:

$$[\text{H}_3\text{BO}_3] + [\text{B(OH)}_4^-] = cS, \quad (2.12)$$

wobei c eine bekannte Konstante ist.

Aus den acht Gleichungen (2.2), (2.5), (2.6), (2.7), (2.8), (2.10), (2.11) und (2.12) können die zehn Unbekannten $p\text{CO}_2(aq)$, $[\text{CO}_2]$, $[\text{HCO}_3^-]$, $[\text{CO}_3^{2-}]$, $[\text{H}^+]$, $[\text{OH}^-]$, $[\text{H}_3\text{BO}_3]$, $[\text{B(OH)}_4^-]$, $[\text{DIC}]$ und $[\text{ALK}]$ eindeutig bestimmt werden, sobald zwei dieser Größen festgelegt worden sind. Üblicherweise werden $[\text{DIC}]$ und $[\text{ALK}]$ zu diesem Zweck benutzt, da beide Größen konservativ in bezug auf Änderungen von T , S und p sind. Zusätzlich müssen T , S und p bekannt sein, um die Gleichgewichtskonstanten und die CO_2 -Löslichkeit zu berechnen.

Zur besseren Übersichtlichkeit wurden in dieser Darstellung des anorganischen Karbonat-systems Phosphor- und Siliziumanionen in Gleichung (2.10) vernachlässigt, da diese nur eine untergeordnete Rolle spielen. Eine vollständige Beschreibung des Reaktionssystems geben Peng et al. (1987).

Im folgenden soll untersucht werden, wie sich der CO_2 -Partialdruck des Wassers in Abhängigkeit von $[\text{DIC}]$ bzw. $[\text{ALK}]$ verändert. Dazu werden, um die resultierenden Gleichungen zu vereinfachen, die Konzentrationen von B(OH)_4^- , H^+ und OH^- in Gleichung (2.10) vernachlässigt. Die Kombination der Gleichungen (2.7) (unter Vernachlässigung von $[\text{CO}_2]$) und (2.10) bzw. (2.5) und (2.6) und deren anschließendes Einsetzen in Gleichung (2.2) ergibt:

$$p\text{CO}_2(aq) = \frac{k_2}{\gamma k_1} \frac{(2[\text{DIC}] - [\text{Alk}])^2}{[\text{Alk}] - [\text{DIC}]}. \quad (2.13)$$

Durch partielles Differenzieren von Gleichung (2.13) nach der Gesamtkohlenstoffkonzentration und anschließendes Umgruppieren erhält man:

$$\frac{\partial p\text{CO}_2(aq)}{p\text{CO}_2(aq)} = \zeta_D \frac{\partial [\text{DIC}]}{[\text{DIC}]}, \quad (2.14)$$

mit $\zeta_D = [4/(2 - [\text{ALK}]/[\text{DIC}]) + 1/([\text{ALK}]/[\text{DIC}] - 1)]$. Setzt man $[\text{DIC}] = 2.05 \text{ mol m}^{-3}$ und $[\text{ALK}] = 2.35 \text{ Eqv. m}^{-3}$, was ungefähr durchschnittlichem ozeanischen Oberflächenwasser entspricht (Wright und Colling, 1995; Abb. 6.15 darin), ergibt sich $\zeta_D = 11.5$. Dies bedeutet, daß eine relative $[\text{DIC}]$ -Zunahme eine um den Faktor 11.5 größere relative $p\text{CO}_2(aq)$ -Zunahme bewirkt. Eine umgekehrte Situation ergibt sich, wenn Gleichung (2.13) nach der Alkalinität partiell abgeleitet wird:

$$\frac{\partial p\text{CO}_2(aq)}{p\text{CO}_2(aq)} = \zeta_A \frac{\partial [\text{ALK}]}{[\text{ALK}]}, \quad (2.15)$$

mit $\zeta_A = [-2/(2[\text{DIC}]/[\text{ALK}] - 1) - 1/(1 - [\text{DIC}]/[\text{ALK}])]$. Mit den oben gewählten Werten für $[\text{DIC}]$ und $[\text{ALK}]$ erhält man $\zeta_A = -10.5$. Das bedeutet, daß eine relative $[\text{ALK}]$ -Zunahme, eine um den Faktor 10.5 verstärkte relative $p\text{CO}_2(aq)$ -Abnahme zur Folge hat. Aus $\zeta_D \approx |\zeta_A|$ folgt außerdem, daß die Sensitivität von $p\text{CO}_2(aq)$ -Änderungen gegenüber Veränderungen der Gesamtkohlenstoffkonzentration ungefähr genau so groß ist wie gegenüber Schwankungen der Alkalinität, allerdings bei entgegengesetztem Vorzeichen.

Die Sensitivität von $p\text{CO}_2(aq)$ gegenüber Temperatur- bzw. Salzgehaltsanomalien kann numerisch aus den empirischen Gleichungen für die Gleichgewichtskonstanten k_1 und k_2 (Mehrbach et al., 1973) und die Löslichkeit γ (Weiss, 1974) abgeschätzt werden. Hierbei erhält man:

$$\frac{\partial p\text{CO}_2(aq)}{p\text{CO}_2(aq)} = \zeta_T \frac{\partial T}{T} \quad \text{und} \quad \frac{\partial p\text{CO}_2(aq)}{p\text{CO}_2(aq)} = \zeta_S \frac{\partial S}{S}, \quad (2.16)$$

mit $\zeta_T = 0.73$ und $\zeta_S = 0.96$ für die obigen Werte von $[\text{DIC}]$ und $[\text{ALK}]$ sowie $T = 16.0^\circ\text{C}$, $S = 35.0 \text{ psu}$ und $p = 1 \text{ atm}$. Relative Änderungen des CO_2 -Partialdruckes sind also um ungefähr eine Größenordnung unempfindlicher gegenüber Temperatur- bzw. Salzgehaltsanomalien, als gegenüber Schwankungen in der Gesamtkohlenstoffkonzentration bzw. der Alkalinität.

Ca. 75 % der Temperatursensitivität lassen sich über die temperaturabhängige Löslichkeit von CO_2 im Wasser erklären (Najjar, 1992). Da ausgehend von einem Gleichgewichtszustand

eine Abnahme der Ozeanoberflächentemperatur eine Senkung des $p\text{CO}_2(aq)$ zur Folge hat, wird gemäß Gleichung (2.1) CO_2 von der Atmosphäre in den Ozean transportiert. Dieses "Absaugen" von Kohlendioxid aus der Atmosphäre durch den Ozean wird als Lösungspumpe bezeichnet (Volk und Hoffert, 1985).

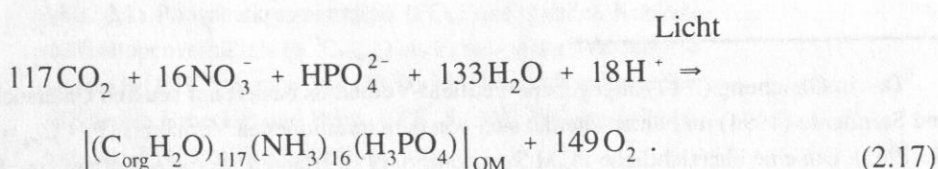
Abschließend sei bemerkt, daß ζ_D in der Literatur häufig als Pufferfaktor bezeichnet wird (z. B. Najjar, 1992). Diese Größe ist ein Maß dafür, wieviel CO_2 ausgehend von einem Gleichgewichtszustand von einer positiven atmosphärischen CO_2 -Anomalie durch den Ozean aufgenommen wird bzw. in der Atmosphäre verbleibt. (z. B. Siegenthaler, 1993). Da der heutige Ozean ca. 60mal soviel Kohlenstoff enthält wie die Atmosphäre (Abb. 1.3), ergibt sich mit $\zeta_D = 11.5$, daß ca. 84 % einer atmosphärischen CO_2 -Anomalie durch den Ozean aufgenommen werden können, während die restlichen 16 % in der Atmosphäre verbleiben. Hierbei wird allerdings vorausgesetzt, daß sich ein neuer Gleichgewichtszustand im Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre einstellt. Die Zeitskala hierfür liegt in der Größenordnung von ca. 1000 Jahren und wird von der Durchmischungszeit des gesamten Ozeans bestimmt (Siegenthaler, 1993).

2.3 Biologische Prozesse

Marine Organismen greifen im wesentlichen auf zwei verschiedene Arten in den anorganischen marinen Kohlenstoffkreislauf ein und verändern dadurch den CO_2 -Partialdruck im Wasser: 1) durch die Fixierung von anorganischem Kohlenstoff in partikulärem organischen Material und dessen Remineralisation und 2) durch die Bildung von Gehäusen aus Kalziumkarbonat.

2.3.1 Umsetzung von organischem Kohlenstoff

In der photischen Zone der Ozeane, die im globalen Mittel die oberen 100 m der Wassersäule umfaßt (z. B. Meadows und Campbell, 1988, S. 77), synthetisiert marines Phytoplankton aus gelösten anorganischen Verbindungen organisches Material (Photosynthese). Die Produktion von organischem Material geschieht dabei nach dem folgenden idealisierten Reaktionsschema:



Darin kennzeichnet $|\dots|_{\text{OM}}$ die mittlere chemische Zusammensetzung von marinem organischen Material. Gleichung (2.17) besagt, daß aus anorganischem Kohlenstoff sowie den Nährstoffen Phosphat und Nitrat unter Lichteinwirkung organisches Material und freier Sauerstoff entstehen. Dies geschieht mit einem charakteristischen Atomverhältnis von $\text{P:N:C}_{\text{org}}:\text{O} = 1:16:117:-149$, das als Redfield-Verhältnis bezeichnet wird⁶.

Notwendige Voraussetzung für die Photosynthese sind neben ausreichenden Lichtverhältnissen ein hinreichendes Nährstoffangebot (z. B. de Baar, 1994). Die Frage, ob Phosphat (z. B. Brand, 1991; Broecker und Peng, 1982, S. 8) oder Nitrat (Falkowski, 1997) auf *geologischen* Zeitskalen die marine Produktion von organischem Material limitiert, ist noch nicht abschließend geklärt (Codispoti, 1997). Daneben wird die Bedeutung von Spurenelementen (z. B. Eisen; Martin, 1990) als limitierender Nährstoff diskutiert. Für die Fragestellung dieser Arbeit ist jedoch nicht von entscheidender Bedeutung, ob Phosphat oder Nitrat auf geologischen Zeitskalen die Photosynthese mariner Algen begrenzt, sondern vielmehr die Erkenntnis, daß überhaupt ein limitierender Nährstoff existiert. Weitere wichtige Faktoren für die Effizienz der Photosynthese stellen die hydrodynamische Stabilität der ozeanischen Deckschicht (z. B. Polovina et al., 1995) sowie die Wassertemperatur (z. B. de Baar, 1994) dar. Neuere Untersuchungen deuten außerdem an, daß die Photosyntheseraten bestimmter Algen durch zu niedrige CO_2 -Konzentrationen im Wasser limitiert sein könnten (Hein und Sand-Jensen, 1997; Riebesell et al., 1993).

Durch den Verbrauch von CO_2 in Reaktion (2.17) wird die DIC-Konzentration in der photischen Zone verringert — als Folge sinkt der CO_2 -Partialdruck durch die Photosyntheseaktivität mariner Algen. Daneben erhöht sich durch den Verbrauch von Nitrat die Alkalinität des Wassers (Gl. 2.9), was ebenfalls zu einer Reduktion des CO_2 -Partialdruckes führt. Bei der Synthese von 1 Mol organischen Materials wird die vorhandene DIC Menge um 117 Mol verringert, während die Alkalinität sich lediglich um 16 Ladungsäquivalente erhöht. In Verbindung mit der ungefähr gleich großen Sensitivität von CO_2 -Partialdruckänderungen gegenüber Gesamtkohlenstoff- bzw. Alkalinitätsanomalien (vergl. Abschnitt 2.2) folgt daraus, daß der Alkalinitätseffekt bei der Photosynthese im Vergleich zum DIC-Effekt eine untergeordnete Rolle spielt.

Die in einem bestimmten Zeitintervall in der photischen Zone synthetisierte Menge organischen Materials wird als Primärproduktion bezeichnet. Ein Teil der Primärproduktion wird durch herbivore Organismen und Bakterien bereits in der photischen Zone wieder remineralisiert; dies entspricht der Umkehrung von Gleichung (2.17). Der verbleibende Teil wird in Form von partikulärem organischen Material (POM, "particulate organic matter") bzw. gelöstem

⁶Das in Gleichung (2.17) angegebene Redfield-Verhältnis basiert auf neueren Untersuchungen von Anderson und Sarmiento (1994) und unterscheidet sich von dem traditionellen Verhältnis ($\text{P:N:C}_{\text{org}} = 1:16:106$; Redfield et al., 1963). Um eine übersichtliche POM Summenformel zu erhalten, wurde außerdem ein $-\text{O}_2:\text{C}_{\text{org}}$ Verhältnis von 1:1 angenommen, während Anderson und Sarmiento (1994) hierfür 1:1.45 angeben. Für die hier durchgeführten Betrachtungen ist dieser Unterschied unerheblich.

organischen Material (DOM, "dissolved organic matter") aus der photischen Zone exportiert und daher als Exportproduktion bezeichnet (Berger et al., 1989). Der überwiegende Teil des POM besteht aus schnell sinkenden Aggregaten (z. B. Najjar, 1992), die praktisch unabhängig von den Strömungsverhältnissen durch die Wassersäule absinken ("mariner Schnee", z. B. Lampitt, 1996). Dabei treten Sinkgeschwindigkeiten in der Größenordnung von 100 m d^{-1} auf (Fowler und Knauer, 1986). Im Durchschnitt werden ca. 10 % der Primärproduktion aus der photischen Zone exportiert (Berger et al., 1989); während des Absinkens sowie im Oberflächensediment wird das organische Material weiter remineralisiert, so daß im Mittel lediglich 0.03 % der Primärproduktion geologisch überliefert werden (Berger et al., 1989). Aus Sedimentfallenuntersuchungen ist bekannt, daß die Remineralisation des organischen Materials nicht gleichmäßig über die Wassersäule erfolgt; im Durchschnitt werden 96 % des aus der photischen Zone exportierten organischen Materials bereits in Tiefen oberhalb von ca. 1000 m wieder remineralisiert (Suess, 1980).

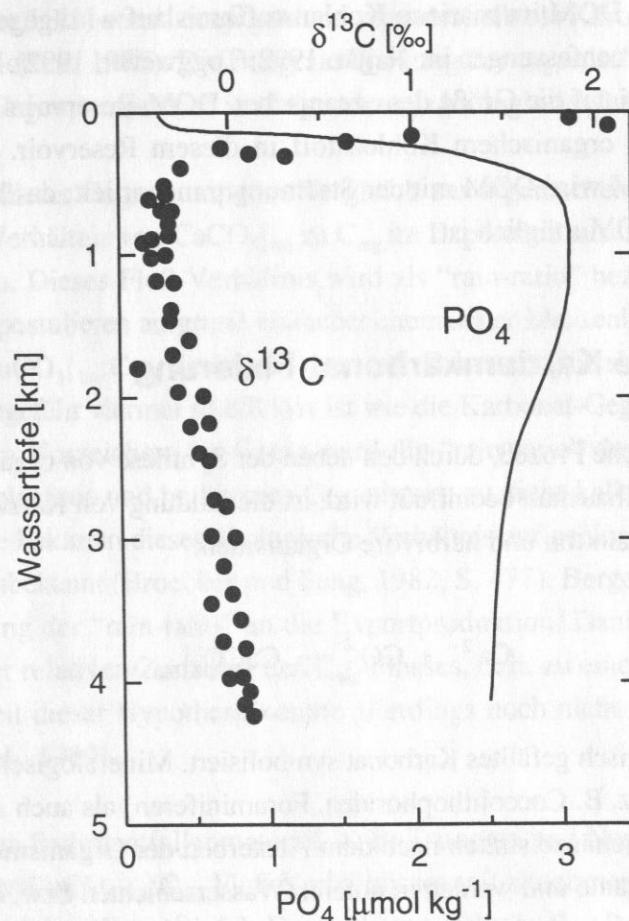


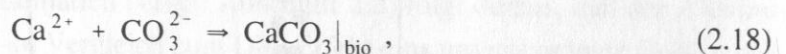
Abb. 2.1: Phosphatkonzentration (PO_4) und stabiles Kohlenstoffisotopenverhältnis ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Wasser}}$) als Funktion der Wassertiefe an der GEOSECS Station 346 (28°N , 121°W) im Nordwest-Pazifik (nach Broecker und Peng, 1982, S. 308). Nähere Erläuterung des $\delta^{13}\text{C}$ -Profils in Abschnitt 2.4.

Der Export von organischem Material aus der photischen Zone und dessen anschließende Remineralisation in tieferen Wasserschichten führen zu einer charakteristischen Nährstoffverteilung in der Wassersäule, die in Abbildung 2.1 anhand eines Phosphatprofils verdeutlicht wird: Durch die Synthese von organischem Material werden der photischen Zone Nährstoffe entzogen, die in tieferen Wasserschichten durch Remineralisation des POM wieder freigesetzt werden. Die bevorzugte Remineralisation oberhalb von ca. 1000 m führt zu einem ausgeprägten Konzentrationsmaximum in dieser Tiefe. Da der atmosphärische Eintrag von Phosphor bzw. Stickstoff in den Ozean vernachlässigbar ist (Najjar, 1992), wird die Exportproduktion durch die Zufuhr remineralisierter Nährstoffe aus tieferen Wasserschichten in die photische Zone aufrecht erhalten. Der mit der Exportproduktion einhergehende Transfer von Kohlenstoff aus der photischen Zone in tiefere Wasserschichten wird als organische Kohlenstoffpumpe bezeichnet (Volk und Hoffert, 1985).

Die Bedeutung des DOM im marinen Kohlenstoffkreislauf wird gegenwärtig noch kontrovers diskutiert (Zusammenfassungen in: Najjar, 1992; Toggweiler, 1992). Die wesentlichen Fragen beziehen sich dabei auf die Größe des ozeanischen DOM-Reservoirs und die durchschnittliche Verweilzeit von organischem Kohlenstoff in diesem Reservoir. Im Unterschied zum schnell sinkenden POM wird DOM mit der Strömung transportiert; das bedeutet, daß ein lateraler Transport von DOM möglich ist.

2.3.2 Biologische Kalziumkarbonat-Fixierung

Der zweite biologische Prozeß, durch den neben der Synthese von organischem Material der ozeanische Kohlenstoffhaushalt beeinflusst wird, ist die Bildung von Kalziumkarbonatgehäusen durch marines Phytoplankton und herbivore Organismen:



worin $\text{CaCO}_3|_{\text{bio}}$ biologisch gefälltes Karbonat symbolisiert. Mineralogisch handelt es sich hierbei sowohl um Kalzit (z. B. Coccolithophoriden, Foraminiferen) als auch Aragonit (z. B. Pteropoden). Die Karbonatgehäuse sinken nach dem Absterben der Organismen größtenteils gravitativ durch die Wassersäule und werden in tieferen Wasserschichten bzw. an der Sedimentoberfläche wieder aufgelöst, wobei die Auflösung vom $[\text{CO}_3^{2-}]$ -Untersättigungsgrad des Umgebungswassers abhängt: Die heutigen Ozeane weisen unterhalb von 3.5 ± 0.5 km eine Kalzit- bzw. unterhalb von 1.0 ± 0.5 km eine Aragonituntersättigung auf (z. B. Najjar, 1992). Ein Teil des $\text{CaCO}_3|_{\text{bio}}$ wird dem ozeanischen Stoffkreislauf durch Sedimentation dauerhaft entzogen. Dieses Massenbilanzdefizit wird durch Festlandsverwitterung von Karbonaten und den fluviatilen Eintrag der Verwitterungsprodukte in die Ozeane kompensiert (z. B. Sundquist, 1985). Die

Frage, ob Variationen dieses Stoffkreislaufes auf pleistozänen glazial-interglazialen Zeitskalen möglich sind, ist zur Zeit noch nicht abschließend geklärt (s. Diskussion in Munhoven und François, 1996).

Durch die Ausfällung und Auflösung von biogenem Karbonat werden Ca^{2+} - und CO_3^{2-} -Ionen vom Oberflächenwasser in tiefere Wasserschichten transportiert. Gemäß Gleichung (2.7) bzw. (2.9) wird dadurch Gesamtkohlenstoff bzw. Alkalinität vom Oberflächenwasser in tiefere Wasserschichten verlagert. Die Zweiwertigkeit der Ca^{2+} -Ionen reduziert die Alkalinität um zwei Ladungsäquivalente pro Mol gebildeten Kalziumkarbonats, während die Gesamtkohlenstoffmenge gleichzeitig lediglich um ein Mol verringert wird. Aus der ungefähr gleich großen Sensitivität des CO_2 -Partialdruckes im Wasser gegenüber Alkalinitäts- bzw. Gesamtkohlenstoffvariationen (Gl. 2.14 und 2.15) ergibt sich daher eine Zunahme des CO_2 -Partialdruckes durch Reaktion (2.18). Die biologische Kalziumkarbonat-Fixierung wirkt der organischen Kohlenstoffpumpe (Abschnitt 2.3.1) somit entgegen und wird deshalb als Karbonat-Gegenpumpe bezeichnet (Volk und Hoffert, 1985). Die integrale Wirkung der organischen Kohlenstoffpumpe sowie der Karbonat-Gegenpumpe wird im folgenden als biologische Pumpe bezeichnet.

Um die Effizienz dieser Gegenpumpe im Vergleich zur organischen Kohlenstoffpumpe zu beurteilen, kann das Verhältnis von $\text{CaCO}_3|_{\text{bio}}$ zu C_{org} im Exportfluß aus dem Oberflächenwasser herangezogen werden. Dieses Fluß-Verhältnis wird als "rain-ratio" bezeichnet. Broecker und Peng (1982, S. 474f) postulieren aufgrund einfacher chemischer Massenbilanzüberlegungen ein durchschnittliches $\text{CaCO}_3|_{\text{bio}}:\text{C}_{\text{org}}$ Verhältnis von 1:4. Daraus ergibt sich, daß die organische Kohlenstoffpumpe ungefähr viermal so effektiv ist wie die Karbonat-Gegenpumpe — allerdings bei unterschiedlichem Vorzeichen. Im Ozean wird die "rain-ratio" durch das Verhältnis von kalkschaligem Phytoplankton und herbivoren Organismen zu nicht-kalkschaligem Phytoplankton bestimmt. Welche Faktoren dieses ökologische Verhältnis auf geologischen Zeitskalen steuern, ist weitgehend unbekannt (Broecker und Peng, 1982, S. 477). Berger und Keir (1984) postulieren eine Kopplung der "rain-ratio" an die Exportproduktion. Danach soll eine verstärkte Produktivität zu einer relativen Zunahme des C_{org} -Flusses, d. h. zu einer kleineren "rain-ratio" führen. Die Gültigkeit dieser Hypothese konnte allerdings noch nicht abschließend überprüft werden (Bruland et al., 1989).

Untersuchungen an Sedimentfallenmaterial (z. B. Tsunogai und Noriki, 1991) zeigen einen generellen Anstieg des $\text{CaCO}_3|_{\text{bio}}:\text{C}_{\text{org}}$ Fluß-Verhältnisses mit zunehmender Wassertiefe (1:4 in 0.5 km bzw. 1:1.5 in 5 km Wassertiefe). Das bedeutet, daß die C_{org} -Remineralisation von der $\text{CaCO}_3|_{\text{bio}}$ -Auflösung in bezug auf die Wassertiefe entkoppelt ist und bereits in flacheren Wassertiefen einsetzt als diese. Daneben deuten die Untersuchungen von Anderson und Sarmiento (1994) an, daß ein erheblicher Teil des biogenen Karbonats bereits oberhalb des $[\text{CO}_3^{2-}]$ -Untersättigungsniveaus im Umgebungswasser aufgelöst wird; dies wird durch die Einbettung des Karbonats in z. B. "marinen Schnee" und eine damit einhergehende kleinst-

skalige $[\text{CO}_3^{2-}]$ -Untersättigung erklärt.

2.4 Kohlenstoffisotope

Mit Hilfe von Kohlenstoffisotopen ist es möglich, bestimmte Prozesse (z. B. relative Intensität der Exportproduktion, Alter von Wassermassen) des Kohlenstoffkreislaufes (semi)-quantitativ zu beschreiben. Da Isotopenmessungen an Sedimenten möglich sind, stellen Kohlenstoffisotope einen sehr wichtigen Indikator für Zustände des Kohlenstoffkreislaufes in der geologischen Vergangenheit dar. Kohlenstoff kommt in der Natur in Form von drei Isotopen vor: als stabiles ^{12}C bzw. ^{13}C und als instabiles ^{14}C in einem ungefähren Mengenverhältnis von $^{12}\text{C}:^{13}\text{C}:^{14}\text{C} = 1:10^{-2}:10^{-12}$ (z. B. Wagner, 1995, S. 79). Das radioaktive ^{14}C wird vorwiegend in der Stratosphäre unter dem Einfluß kosmischer Höhenstrahlung aus ^{14}N erzeugt und anschließend zu $^{14}\text{CO}_2$ oxidiert. Durch Diffusion gelangt es in die untere Atmosphäre und von dort in alle Kohlenstoffreservoirs, die im Austausch mit der Atmosphäre stehen (z. B. Wagner, 1995, S. 79).

Da natürliche Kohlenstoffisotopenverhältnisse sehr kleine Zahlenwerte aufweisen, werden sie üblicherweise in der sogenannten "delta"-Notation angegeben, d. h. relativ zum Isotopenverhältnis eines Standards:

$$\delta^{13}\text{C} [\text{‰}] \equiv \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Probe}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Std}}} - 1 \right] \cdot 1000 \quad (2.19)$$

bzw.

$$\delta^{14}\text{C} [\text{‰}] \equiv \left[\frac{(^{14}\text{C}/\text{C})_{\text{Probe}}}{(^{14}\text{C}/\text{C})_{\text{Std}}} - 1 \right] \cdot 1000, \quad (2.20)$$

mit $\text{C} = ^{12}\text{C} + ^{13}\text{C} + ^{14}\text{C} \approx ^{12}\text{C} + ^{13}\text{C}$ sowie den Standardverhältnissen $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Std}} = 0.0112372$ und $(^{14}\text{C}/\text{C})_{\text{Std}} = 1.176 \cdot 10^{-12}$ (z. B. Keeling, 1981).

Kohlenstoffisotope reagieren chemisch identisch; ihre Massendifferenzen führen jedoch zu unterschiedlichen Reaktionsgeschwindigkeiten, d. h. eine Reaktion $A \Rightarrow B$ läuft unterschiedlich schnell für zwei Isotope ab. Dieser Prozeß kann über einen kinetischen Fraktionierungsfaktor α_{A-B} beschrieben werden, der folgendermaßen definiert ist (z. B. Mook, 1986):

$$\alpha_{A-B} \equiv \frac{R_A}{R_B}, \quad (2.21)$$

mit $R_{\bullet} = (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\bullet}$ bzw. $R_{\bullet} = (^{14}\text{C}/\text{C})_{\bullet}$ und $R_A \neq R_B$. Für $\alpha_{A-B} > 1$ kommt es also zu einer Anreicherung des schweren Isotopes in A relativ zu B, während $\alpha_{A-B} < 1$ eine Anreicherung des leichten Isotopes in A anzeigt. Häufig wird der Fraktionierungsfaktor in "delta"-Notation angegeben und mit ϵ_{A-B} bezeichnet (z. B. Mook, 1986):

$$\epsilon_{A-B} [\text{‰}] \equiv (\alpha_{A-B} - 1) \cdot 1000 . \quad (2.22)$$

Durch Einsetzen von (2.21) in (2.22) ergibt sich

$$\epsilon_{A-B} = \frac{\delta_A - \delta_B}{\delta_B / 1000 + 1} \approx \delta_A - \delta_B , \quad (2.23)$$

worin δ_A und δ_B die Isotopenverhältnisse von A und B in "delta"-Notation bezeichnen. Die Näherung in Gleichung (2.23) wird in der Praxis häufig für $\delta^{13}\text{C}$ -Werte benutzt, da der Nenner in diesem Falle ungefähr gleich Eins ist. Der Fraktionierungsfaktor steigt mit zunehmender Massendifferenz der beteiligten Kohlenstoffisotope an; es gilt die Näherung (z. B. Willkomm, 1976, S. 138):

$$\alpha_{A-B}^{(14)} \approx \left(\alpha_{A-B}^{(13)} \right)^2 , \quad (2.24)$$

d. h., wenn sich das $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis in einer chemischen Reaktion um einen bestimmten Betrag verändert, dann verschiebt sich das $^{14}\text{C}/\text{C}$ -Verhältnis um das Quadrat dieses Betrages.

Die erwähnte Indikatoreigenschaft der Kohlenstoffisotope beruht auf der thermodynamischen Isotopenfraktionierung in chemischen Reaktionen. Im marinen Kohlenstoffkreislauf treten an zwei Stellen Isotopenfraktionierungen auf, die im Rahmen dieser Arbeit relevant sind: 1) Beim Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre kommt es zu einer relativen Anreicherung leichter Isotope in der Atmosphäre. Der Fraktionierungseffekt ist temperaturabhängig, wobei die Fraktionierung mit abnehmender Wassertemperatur zunimmt: so beträgt $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ z. B. bei 15 °C -9 ‰ und bei 0 °C -10,5 ‰ (z. B. Mook, 1986). 2) Bei der Photosynthese (Gl. 2.17) wird bevorzugt isotopisch leichter Kohlenstoff im organischen Material fixiert. Diese Fraktionierung beruht auf einer Enzymreaktion und beträgt im Mittel $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} \approx -14 \text{ ‰}$, wobei der Fraktionierungseffekt umgekehrt proportional zur Kohlendioxidkonzentration im Umgebungswasser der Algen ist (s. Zusammenfassung in Goericke et al., 1994).

Die Isotopenfraktionierung bei der Photosynthese ist auch für den Verlauf des $\delta^{13}\text{C}$ -Profils in Abbildung 2.1 verantwortlich: Dem Oberflächenwasser wird durch die Photosynthese relativ mehr ^{12}C als ^{13}C entzogen, wodurch das Wasser isotopisch schwerer wird, d. h. das $\delta^{13}\text{C}_{\text{Wasser}}$ -

Verhältnis steigt an. Die Remineralisation des isotopisch leichten, organischen Materials in tieferen Wasserschichten verschiebt das $\delta^{13}\text{C}_{\text{Wasser}}$ -Verhältnis dagegen zu negativeren Werten. Die in Abbildung 2.1 deutlich erkennbare negative Korrelation zwischen $\delta^{13}\text{C}_{\text{Wasser}}$ und Nährstoffkonzentration erlaubt es prinzipiell, $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von Wasser als semi-quantitativen Nährstoffindikator zu benutzen. Für paläo-ozeanographische Anwendungen ist es wichtig, einen Informationsträger zu benutzen, der das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis von Wasser möglichst frei von systematischen Fehlern aufzeichnet. Dazu wird in der Regel das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal der Karbonatschalen von solchen Foraminiferen benutzt, die einen geringen "Vitaleffekt" aufweisen (z. B. McCorkle et al., 1990; Zahn et al., 1986). (NB: Die $\delta^{13}\text{C}$ Fraktionierung bei der Karbonatfällung ist im Intervall 10–40 °C unabhängig von der Temperatur bzw. unabhängig von der Ausfällungsrate [Romanek et al., 1992].)

Wie bereits erwähnt, kann der radioaktive Zerfall von ^{14}C zur radiometrischen Altersbestimmung verwendet werden. Um sicherzustellen, daß eine gegebene ^{14}C -Konzentration — ausgedrückt als $^{14}\text{C}/\text{C}$ -Verhältnis — nur durch radioaktiven Zerfall und nicht zusätzlich durch Fraktionierungseffekte bedingt ist, wird eine Korrektur des $\delta^{14}\text{C}$ -Verhältnisses durchgeführt. Nach Gleichung (2.24) kann dazu die Fraktionierung der stabilen Kohlenstoffisotope benutzt werden; das fraktionierungskorrigierte $^{14}\text{C}/\text{C}$ -Verhältnis in "delta"-Notation ist dann (Stuiver und Polach, 1977):

$$\Delta^{14}\text{C} [\text{‰}] \equiv \delta^{14}\text{C} - 2 (\delta^{13}\text{C} + 25) \left(1 + \frac{\delta^{14}\text{C}}{1000} \right). \quad (2.25)$$

Mit Hilfe des radioaktiven Zerfallsgesetzes, $d^{14}\text{C}/dt = -\lambda^{14}\text{C}$, kann aus einem $^{14}\text{C}/\text{C}$ -Verhältnis ein ^{14}C -Alter t_{14} berechnet werden; unter Berücksichtigung der Gleichungen (2.20) und (2.25) sowie $\text{C} = \text{C}_0$ ergibt sich:

$$t_{14} = \frac{1}{\lambda} \left[\ln \left(\frac{\Delta^{14}\text{C}_0}{1000} + 1 \right) - \ln \left(\frac{\Delta^{14}\text{C}}{1000} + 1 \right) \right], \quad (2.26)$$

worin $\lambda = 1/8267 \text{ a}^{-1}$ die Zerfallskonstante von ^{14}C ist und $\Delta^{14}\text{C}_0$ bzw. $\Delta^{14}\text{C}$ die fraktionierungskorrigierten $^{14}\text{C}/\text{C}$ -Verhältnisse zum Zeitpunkt $t = 0$ bzw. $t = t_{14}$ darstellen. Üblicherweise werden ^{14}C -Alter als sogenannte "konventionelle ^{14}C -Alter" angegeben (Stuiver und Polach, 1977). Gemäß dieser Konvention wird die ältere, auf Libby zurückgehende Zerfallskonstante $\lambda_L = 1/8033 \text{ a}^{-1}$ verwendet. Außerdem wird $\Delta^{14}\text{C}_0 = 0 \text{ ‰}$ als zeitlich konstanter Referenzwert angenommen; dieser Wert entspricht dem atmosphärischen $^{14}\text{C}/\text{C}$ -Verhältnis im Jahr 1850 AD. Aus Gleichung (2.26) folgt somit für ein konventionelles ^{14}C -Alter, t_k :

$$t_k [\text{a}] = -8033 \cdot \ln \left(\frac{\Delta^{14}\text{C}}{1000} + 1 \right) . \quad (2.27)$$

Abbildung 2.2 zeigt die $\Delta^{14}\text{C}$ -Verhältnisse im Westatlantik, die mit Hilfe von Abbildung 2.3 in konventionelle ^{14}C -Alter übertragen werden können. Deutlich erkennbar ist das relativ junge NADW (1.5–3.5 km Tiefe) mit einem mittleren Alter von ca. 800 a. Aus dem Südozean strömt unterhalb von 3.5 km Tiefe ca. 1400 a altes AABW in den Westatlantik ein.

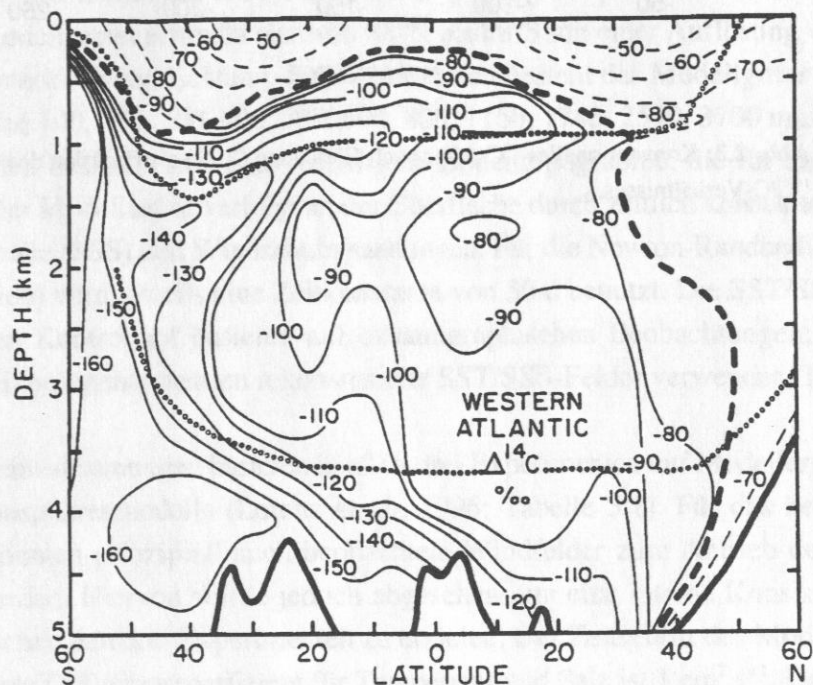


Abb. 2.2: $\Delta^{14}\text{C}$ [‰] des Wassers in einem meridionalen Schnitt durch den Westatlantik (aus: Broecker und Peng, 1982, S. 249).

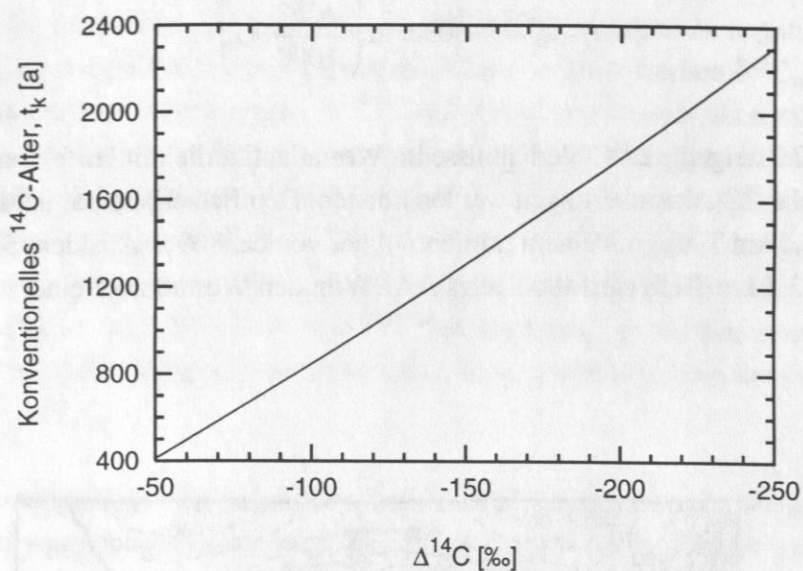


Abb. 2.3: Konventionelles ^{14}C -Alter nach Gleichung (2.27) als Funktion des $^{14}\text{C}/\text{C}$ -Verhältnisses.

3. Ozeanmodellergebnisse

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, werden die Randbedingungen für das hier verwendete Kohlenstoffmodell aus den Datenfeldern eines allgemeinen ozeanischen Zirkulationsmodells (OGCM; "Ocean General Circulation Model") abgeleitet. In diesem Abschnitt werden zunächst das verwendete OGCM sowie die verwendete Modellkonfiguration beschrieben. Anschließend werden die OGCM-Ergebnisse für die drei modellierten Zeitscheiben: heute (Kontrolllauf), letztes glaziales Maximum und Schmelzwasserereignis dargestellt. Da die OGCM-Experimente selbst kein Teil dieser Arbeit sind, werden hier nur die Ergebnisse dargelegt, die für das Kohlenstoffmodell relevant sind. Detaillierte Beschreibungen der OGCM-Experimente werden von Seidov (Manuskript in Vorb.) gegeben.

Beim verwendeten OGCM handelt es sich um das "Modular Ocean Model" (Version 1.1; Cox, 1984; Pacanowski et al., 1993), das auf der Lösung der primitiven Gleichungen basiert. Das globale Modellgebiet erstreckt sich von 88°N bis 88°S mit einer Auflösung von 6° in zonaler bzw. 4° in meridionaler Richtung. In der Vertikalen besteht das Modellgitter aus 12 Schichten, deren Tiefen 100, 200, 300, 400, 500, 600, 800, 1160, 1745, 2590, 3700 und 5000 m betragen. Das Modell besitzt ferner eine realistische Bodentopographie, die für alle Experimente identisch ist. Der Modellantrieb erfolgt an der Oberfläche durch zeitlich konstante Temperaturen (SST), Salzgehalte (SSS) und Windschubspannungen. Für die Newton-Randbedingungen (SST- und SSS-Antrieb) wird jeweils eine Zeitkonstante von 50 d benutzt. Die SST/SSS-Randbedingungen für den Kontrolllauf basieren auf ozeanographischen Beobachtungen; für die Paläozeitscheiben-Experimente werden rekonstruierte SST/SSS-Felder verwendet (Tabelle 3.1).

Die Windschubspannungen basieren in allen drei Experimenten auf Modellergebnissen eines globalen Atmosphärenmodells (Lorenz et al., 1996; Tabelle 3.1). Für das heutige Kontrollexperiment könnten prinzipiell auch beobachtete Windfelder zum Antrieb des Modells herangezogen werden. Hiervon wurde jedoch abgesehen, um eine interne Konsistenz des Windantriebes zwischen den drei Experimenten zu erzielen. Der Zeitschritt des Modells beträgt 2 d, und der vertikale Diffusionskoeffizient für Temperatur und Salz ist $1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. Das OGCM beinhaltet kein physikalisches Meereismodell; stattdessen wird Meereis für Gitterzellen diagnostiziert, deren $\text{SST} < -1.88 \text{ }^\circ\text{C}$ ist. In diesem Fall wird bei den entsprechenden Gitterzellen folgendermaßen verfahren: 1) die Windschubspannung an der Oberfläche wird auf Null gesetzt, 2) als SST-Randbedingung wird $-1.88 \text{ }^\circ\text{C}$ verwendet und 3) die SSS-Randbedingung wird nicht verändert.

Tab. 3.1: OGCM-Randbedingungen für die Modellexperimente. Alle Randbedingungen sind zeitlich konstant; soweit verfügbar wurden sie als arithmetisches Mittel aus Sommer- und Winterdaten bestimmt. Weitere Erläuterungen im Text.

Daten \ Zeit	Heute	Letztes Glaziales Maximum	Schmelzwasserereignis vor 13.4 ¹⁴ C ka BP
Windschubspannung	Modellergebnisse (Lorenz et al., 1996) auf der Basis heutiger Oberflächenklimatologie	Modellergebnisse (Lorenz et al., 1996) mit CLIMAP (1981) Randbedingungen*	wie LGM
Oberflächentemperatur (SST)	Levitus und Boyer (1994) [†]	Nordatlantik: Schulz (1995); Sarnthein et al. (1995); Weinelt et al. (1996); sonst: CLIMAP (1981) [‡]	Nordatlantik: Schulz (1995); Sarnthein et al. (1995); sonst: CLIMAP (1981) [‡]
Oberflächensalzgehalt (SSS)	Levitus et al. (1994)	Nordatlantik: wie in Seidov et al. (1996); nördlicher Indischer Ozean: Duplessy (1982); sonst [§] : Levitus et al. (1994) + 0.8 psu	Nordatlantik: wie in Seidov et al. (1996); sonst [¶] : wie LGM

★ Um die Auswirkungen einer fleckenhaften Meereisbedeckung zu berücksichtigen, wurden die LGM Windschubspannungen im gesamten Südozean (südlich von 40°S) um 25 % reduziert.

† Östlich von Grönland (zwischen 60°N und 65°N) wurden die SSTs um 2 °C reduziert, um eine tiefere Konvektion und damit eine realistischere NADW-Bildungsrate zu erzielen.

‡ Die CLIMAP-SSTs wurden in einem äquatorialen Band zwischen 4°N und 4°S um 2 °C reduziert (s. Abschn. 3.2).

§ Im Nordwest-Pazifik wurden die Levitus et al. (1994) Daten um +1.2 psu erhöht, um eine intensivere Zwischenwasserbildung zu erhalten (Duplessy et al., 1988). Im Südozean (40–60°S) wurden die Daten von Levitus et al. (1994) auf der Grundlage von Duplessy et al. (1996) um –0.2 psu korrigiert.

¶ Im Nordwest-Pazifik wurden die Levitus et al. (1994) Daten um +1.6 psu erhöht, um eine intensivere Zwischenwasserbildung zu erhalten (Duplessy et al., 1989). Im Südozean (40–60°S) wurden die Daten von Levitus et al. (1994) um –0.45 psu reduziert, um einen antarktischen Schmelzwassereintrag zu simulieren (Labracherie et al., 1989). Im äquatorialen Indischen Ozean wurden die Salzgehalte gegenüber dem LGM um 1 psu erhöht, um eine Verschiebung der Innertropischen Konvergenzzone nach Norden zu parametrisieren (Intensivierung des SW-Monsuns [Sirocko et al., 1993]).

3.1 Heutige Zirkulation — Kontrollexperiment

Ausgehend von einem Ruhezustand wurde das OGCM mit den heutigen Randbedingungen (Tab. 3.1) über einen Zeitraum von ca. 10⁴ Modelljahren integriert. Diese Integrationszeit ist hinreichend lang, um einen quasi-stationären Zustand der ozeanischen Zirkulation zu erhalten. Im folgenden werden die wesentlichen Strukturen der großskaligen Meridionalzirkulation im Atlantik bzw. Indo-Pazifik beschrieben.

Das meridionale "Overturning" im Atlantischen Ozean wird durch die Bildung von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) dominiert. Diese Tiefenwasserbildung ruft im Modell einen maximalen Volumentransport von 21.5 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) im Nordatlantik hervor (Abb. 3.1a). Der Export vom Atlantik in den Südozean findet bei 32°S im Tiefenintervall zwischen 1160 und 3700 m statt und beträgt ca. 17.5 Sv. Sowohl das maximale "Overturning" als auch die Amplitude des NADW-Exportes entsprechen ozeanographischen Befunden; letztere liegt vermutlich zwischen 12 und 22 Sv (Macdonald und Wunsch, 1996; Schmitz, 1995 und Zitate darin). Allerdings ist das genannte Tiefenintervall, in dem der NADW-Export im Modell stattfindet, ca. 500 m flacher als in der Realität (Reid, 1996), was vermutlich durch die geringe vertikale Auflösung des Modells bedingt ist. Die Bildung von NADW findet im Modell zwischen 52 und 60°N statt und somit südlich von den tatsächlichen Bildungsgebieten (Aagaard und Carmack, 1994; Dickson und Brown, 1994; Mauritzen, 1996). Hierbei handelt es sich um ein Modellartefakt, das wahrscheinlich durch die folgenden Ursachen bedingt ist (Rahmstorf, 1997): 1) subskalige Konvektionsprozesse werden nicht aufgelöst, 2) die Topographie ozeanischer Schwellen ist nicht hinreichend genau aufgelöst und 3) das bodennahe Überströmen ozeanischer Schwellen durch dichte Wassermassen wird durch die Hydrodynamik des Modells nur unzulänglich repräsentiert. Dieses Modellartefakt betrifft nicht nur das hier verwendete Modell, sondern findet sich auch in anderen grob aufgelösten OGCMs (z. B. Maier-Reimer et al., 1993).

Um eine realistische NADW-Bildungsrate zu erzielen, wurden die klimatologischen SSTs (Levitus und Boyer, 1994) östlich von Grönland zwischen 60 und 64°N um 2 °C reduziert. Dies entspricht einer systematischen Verschiebung der Jahresmittelwerte in Richtung der Wintertemperaturen. Auf diese Weise lassen sich kurzfristige Kaltluftausbrüche von den umgebenden Kontinenten parametrisieren, die im Winter stattfinden und einen entscheidenden Einfluß auf die NADW-Bildung ausüben. Effektiv entspricht die hier vorgenommene Anpassung der Oberflächentemperaturen der von Maier-Reimer et al. (1993) benutzten Kaltluftadvektion.

Unterhalb des NADWs strömen ca. 8 Sv Antarktisches Bodenwasser (AABW) aus dem Südozean in den Atlantik (Abb. 3.1a); diese Bodenwassermasse bildet sich durch Konvektion in der Weddell- bzw. Ross-See. Die Amplitude des modellierten Einstromes korrespondiert eher mit der Obergrenze ozeanographischer Abschätzungen, die zwischen 4 (Schmitz, 1995) und 7.5 Sv (Macdonald, 1993) liegen. Antarktisches Zwischenwasser (AAIW) bildet sich im Bereich der subantarktischen Front (Peterson und Withworth, 1989) und strömt oberhalb von 1500 m Tiefe nordwärts in den Atlantik (Larqué et al., 1997). Der geschätzte Volumentransport beträgt ca. 10 Sv (Schmitz, 1995). Das modellierte AAIW strömt oberhalb des NADW-Ausstromes, d. h. oberhalb von 1160 m Tiefe mit einem Volumenfluß von 9 Sv in den Atlantik ein. Insgesamt decken sich die modellierte Wassermassenverteilung sowie deren Volumentransporte im Atlantik gut mit Beobachtungen bzw. ozeanographischen Abschätzungen.

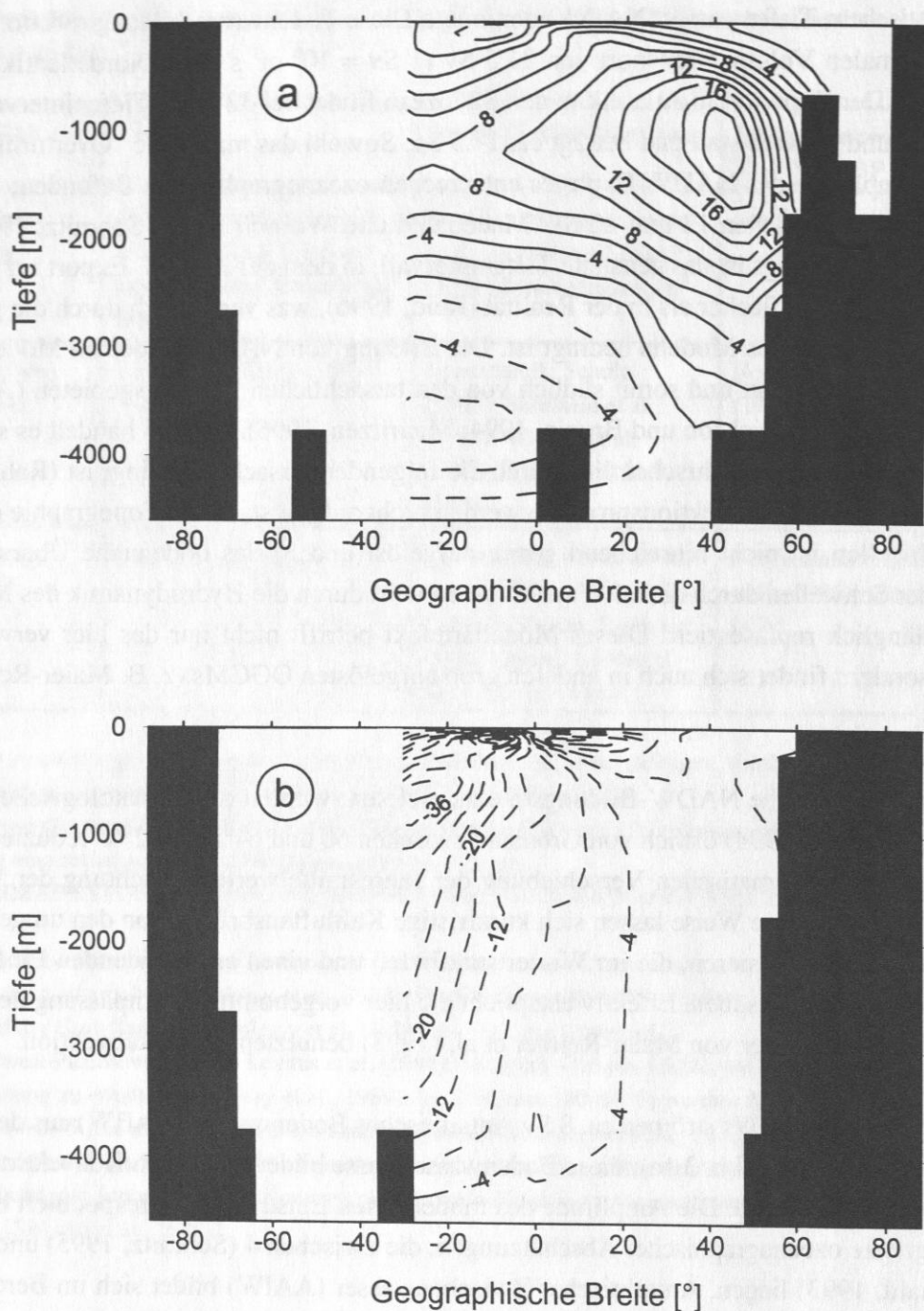


Abb. 3.1: Thermohalines “Overturning” im Atlantischen Ozean (a) bzw. Indo-Pazifischen Ozean (b) für den heutigen Zustand. Dargestellt ist die Stromfunktion des zonal integrierten Volumentransportes in [Sv] ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Durchgezogene/gestrichelte Linien zeigen eine Rotation im/gegen den Uhrzeigersinn an. Aufgrund der globalen Ausdehnung des Südozeans südlich von 30°S ist die Darstellung der Stromfunktion für einen bestimmten zonalen Sektor (hier des Atlantiks) nicht sinnvoll. Daher wurde dieser Bereich maskiert.

Das meridionale “Overturning” im Indo-Pazifik wird durch eine einzige Zirkulationszelle bestimmt (Abb. 3.1b). An der Grenze zum Südozean bei 32°S beträgt der Volumentransport in dieser Zelle ca. 32 Sv, wobei unterhalb von 600 m Tiefe ein Einstrom in den Indo-Pazifik stattfindet und oberhalb davon ein kompensierender Ausstrom. Betrachtet man das “Overturning” des Pazifischen Ozeans allein (Abb. 3.2), dann zeigt sich eine komplexere Struktur der Ein- und Ausstromverhältnisse.

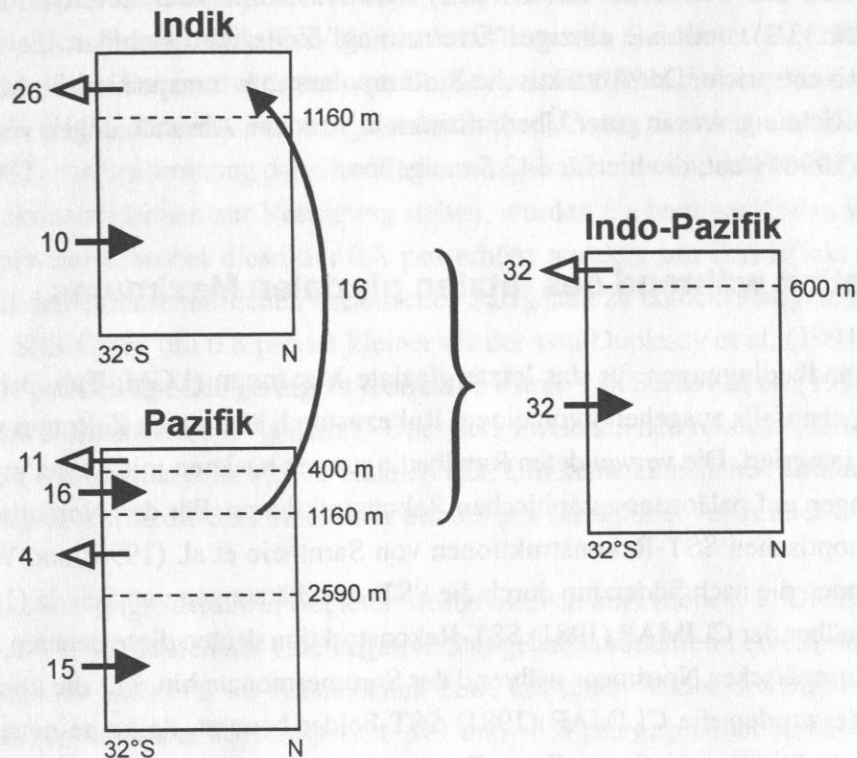


Abb. 3.2: Schematische Darstellung der modellierten Volumentransporte im heutigen Indischen bzw. Pazifischen Ozean. Die Boxen (nicht volumengetreu) stellen die Ozeane zwischen 32°S und ihrer jeweiligen nördlichen Begrenzung dar. Die gestrichelten Linien markieren Modellschichten des OGCMs. Die Pfeile zeigen Ein- bzw. Ausstrom an, wobei die Zahlen an den Pfeilen den Volumenfluß in Sv angeben. Im rechten Teil der Abbildung ist die Kombination beider Ozeane gezeigt.

Besonders markant ist der 16 Sv-Einstrom von AAIW zwischen 400 und 1160 m Tiefe, der im Vergleich zu ozeanographischen Befunden (ca. 4 Sv, Schmitz, 1995 und Zitate darin) im Modell jedoch zu stark ist. Zwischen 1160 und 2590 m Tiefe zeigen die Modellergebnisse einen 4 Sv-Ausstrom vom Pazifik in den Südozean, der jedoch deutlich schwächer ist, als der von Schmitz (1995) geschätzte Transport von ca. 10 Sv. Ein tiefer Einstrom in den Indischen Ozean verbindet sich mit einem 16 Sv-Zwischenwassereinstrom, der durch den Indonesischen Archipel vom Pazifik in den Indischen Ozean gelangt (Abb. 3.2), zu einem Austrom von 26 Sv. Dieses

Zirkulationsmuster stimmt qualitativ mit ozeanographischen Befunden (Macdonald und Wunsch, 1996; Schmitz, 1995) überein. Quantitativ zeigen sich Unterschiede bis zu 20 Sv; allerdings muß hierbei berücksichtigt werden, daß die ozeanographisch ermittelten Volumentransporte ebenfalls Fehler in der Größenordnung von bis zu 50 % aufweisen (Macdonald und Wunsch, 1996).

Werden Indischer und Pazifischer Ozean zusammengefaßt, dann maskiert die 10 Sv starke Zirkulationszelle des Indischen Ozeans den 4 Sv-Ausstrom vom tieferen Pazifik in den Südozean (Abb. 3.2), und eine einzige "Overturning"-Zelle wird sichtbar, die derjenigen in Abbildung 3.1b entspricht. Der Antarktische Zirkumpolarstrom transportiert im Modell ca. 115 Sv in zonaler Richtung, was in guter Übereinstimmung mit den Abschätzungen von Macdonald und Wunsch (1996) steht, die hierfür 143 Sv angeben.

3.2 Zirkulation während des letzten glazialen Maximums

Mit den Randbedingungen für das letzte glaziale Maximum (LGM; Tab. 3.1) wurde das Ozeanmodell, ebenfalls ausgehend von einem Ruhezustand, über einen Zeitraum von ca. 8000 Modelljahren integriert. Die verwendeten Randbedingungen basieren mit Ausnahme der Windschubspannungen auf paläozeanographischen Rekonstruktionen. Für den Nordatlantik wurden hierzu die synoptischen SST-Rekonstruktionen von Sarnthein et al. (1995) und Weinelt et al. (1996) verwendet, die nach Süden hin durch die SST-Abschätzungen von Schulz (1995) ergänzt wurden. Gegenüber der CLIMAP (1981) SST-Rekonstruktion deuten diese neueren Arbeiten auf ein eisfreies Europäisches Nordmeer während der Sommermonate hin. Für die übrigen ozeanischen Bereiche wurden die CLIMAP (1981) SST-Felder benutzt, da keine neueren beckenweiten Rekonstruktionen existieren. Diese Daten zeigen eine Abkühlung der tropischen SSTs um ca. 1 °C gegenüber heute.

Dieser Befund wird gegenwärtig jedoch kontrovers diskutiert, da neuere Strontium-Kalzium Analysen an tropischen Korallen (Guilderson et al., 1994) auf eine Abkühlung von 5 °C hindeuten. Diese deutliche Abkühlung der tropischen Meeresoberfläche steht in Einklang mit den folgenden terrestrischen Befunden: Isotopenmessungen an tropischen Eiskernen (-5.5 ± 0.5 °C; Thompson et al., 1995), Paläotemperaturabschätzungen aus Edelgaskonzentrationen in Grundwasser (-5.4 ± 0.6 °C; Stute et al., 1995), Pollenanalysen (-5.5 ± 0.5 °C; Colinvaux et al., 1996), dem Verhältnis von C3- zu C4-Pflanzen (-6 °C; Livingstone, 1997) sowie der Depression montaner Schneegrenzen (-5 °C; Rind und Peteet, 1985). Andererseits weisen Temperaturrekonstruktionen anhand marin gebildeter Alkenone auf eine Abkühlung von ≤ 2 °C hin (Lyle et al., 1992; Rostek et al., 1993; Sikes und Keigwin, 1994). Neuere Sauerstoffisotopenmessungen (Curry und Oppo, 1997; Sikes und Keigwin, 1994; Stott and Tang, 1996) lassen auf eine tropische SST-Reduzierung von 2 bis 6.3 °C während des LGMs schließen. Aus Faunenvergesellschaftungen wurden schließlich Abkühlungen zwischen 1 und 4 °C ermittelt

(Curry und Oppo, 1997; Pflaumann, pers. Mittlg.; Pisias und Mix, 1997; Sikes und Keigwin, 1994). Die Gesamtheit dieser Befunde deutet auf eine stärkere Verringerung der tropischen SSTs hin, als von CLIMAP (1981) angegeben. Um dies im Modell zu berücksichtigen, wurden die von CLIMAP (1981) rekonstruierten SSTs in einem $\pm 4^\circ$ breiten Band um den Äquator um 2°C reduziert.

Die glazialen Oberflächensalzgehalte wurden aus Sauerstoffisotopendaten und davon unabhängigen SST-Abschätzungen bestimmt (Duplessy et al., 1991). Die hier verwendeten SSS-Daten für den Nordatlantik sind identisch zu dem von Seidov et al. (1996) benutzten Datensatz, der auf den Rekonstruktionen von Duplessy et al. (1991), Sarnthein et al. (1995) und Weinelt et al. (1996) basiert. Für den Nordindischen Ozean wurden die $\delta^{18}\text{O}$ -Daten von Duplessy (1982) zur Bestimmung der Oberflächensalzgehalte verwendet. Für Gebiete, in denen keine SSS-Rekonstruktionen zur Verfügung stehen, wurden die heutigen Daten von Levitus et al. (1994) verwendet, wobei diese um 0.8 psu erhöht wurden, um den Effekt kontinentaler Eiskappen auf den durchschnittlichen ozeanischen Salzgehalt zu berücksichtigen. Die Korrektur der heutigen SSS-Daten um 0.8 psu ist kleiner als der von Duplessy et al. (1991) angegebene Wert, der 1.04 psu beträgt. Die geringere Korrektur wurde von Seidov et al. (1996) benutzt, da sich hiermit im Nordatlantik ein "glatterer" Übergang zwischen den rekonstruierten SSS-Daten und den Daten von Levitus et al. (1994) erzielen läßt. Um keine künstlichen Gradienten im SSS-Feld zu erzeugen, wurde die SSS-Korrektur um 0.8 psu hier global verwendet.

Lediglich in den folgenden zwei Gebieten wurde hiervon abgewichen: 1) Die Ergebnisse von Duplessy et al. (1996) deuten auf eine negative Salzgehaltsanomalie in einem mäandrierenden Band zwischen 40 und 60°S im Atlantischen bzw. Indischen Sektor des Südozeans hin. Die Amplitude dieser Anomalie liegt zwischen -0.1 und -1.8 psu gegenüber den heutigen Werten (unter Berücksichtigung des Eiseffektes). Als Ursache für die niedrigen Salzgehalte im Bereich der glazialen Polarfront wird massives sommerliches Schmelzen von Meereis angenommen (Duplessy et al., 1996). Da selbst nahe beieinander liegende, rekonstruierte SSS-Anomalien eine relativ große Variabilität aufweisen, wurden diese Daten nicht direkt verwendet. Stattdessen wurden, um dem Salzgehaltsminimum Rechnung zu tragen, die Werte von Levitus et al. (1994) verwendet und im gesamten Südozean zwischen 40 und 60°S um 0.2 psu verringert. 2) Im Nordwest-Pazifik (Gebiet des Ochotskischen Meeres) wurden die von Levitus et al. (1994) angegebenen Salzgehalte um 1.2 psu erhöht. Experimente von Lorenz et al. (1996) mit einem Atmosphärenmodell zeigen eine Verschiebung des Aleuten-Tiefdruckgebiets um ca. 20° nach Osten während des LGMs. Hierdurch entsteht eine negative Niederschlagsanomalie von $\sim 1 \text{ mm d}^{-1}$ im Nordwest-Pazifik (Lorenz, pers. Mittlg.), die vermutlich zu höheren Oberflächensalzgehalten geführt hat.

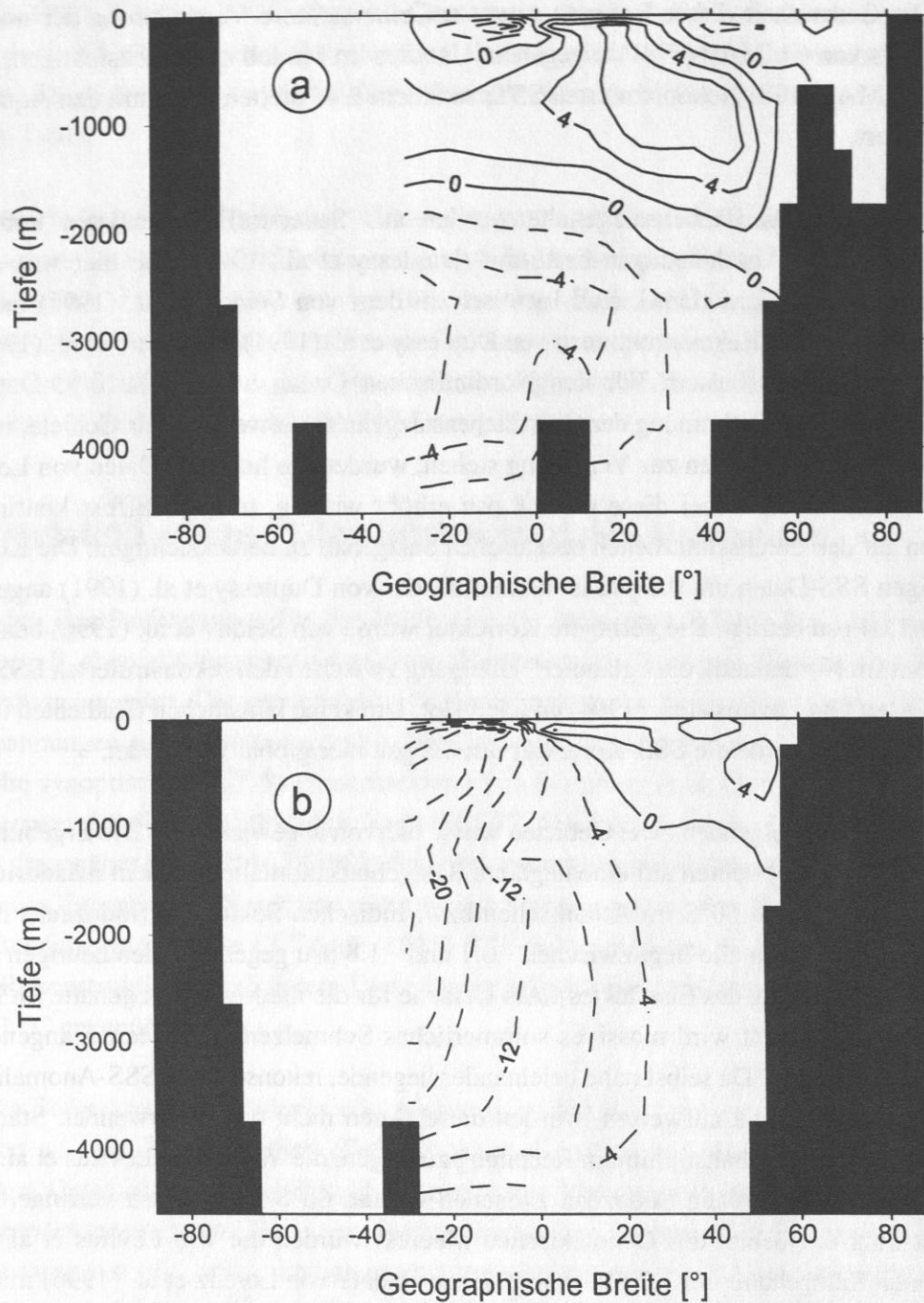


Abb. 3.3: Thermohalines “Overturning” im Atlantischen Ozean (a) bzw. Indo-Pazifischen Ozean (b) während des letzten glazialen Maximums. Weitere Erläuterungen s. Abb. 3.1.

Die verwendeten Windschubspannungen wurden von Lorenz et al. (1996) mit einem Atmosphärenmodell bestimmt, das mit den standardisierten PMIP Randbedingungen (PMIP: "Paleoclimate Modeling Intercomparison Project") angetrieben wurde (u. a. CLIMAP [1981] SST-Daten). Die Inkonsistenz der Datenfelder, die aus dem Unterschied der hier bzw. von Lorenz et al. (1996) verwendeten SST-Daten resultiert, ist zur Zeit unumgänglich, da bisher keine Ergebnisse eines Atmosphärenmodells für das hier benutzten SST-Feld zur Verfügung stehen. Der hierdurch hervorgerufene systematische Fehler betrifft besonders das Europäische Nordmeer, das in der CLIMAP (1981) Rekonstruktion ganzjährig eisbedeckt ist, während die hier verwendeten Daten auf eine eisfreie Wasseroberfläche im Sommer hindeuten (Weinelt et al., 1996). Trotz solcher systematischer Fehler ist die Verwendung der modellierten Windschubspannungen gegenüber der Benutzung heutiger Windfelder vorzuziehen, da erstere den signifikanten Einfluß der kontinentalen Eisschilde auf die atmosphärische Zirkulation (Manabe und Broccoli, 1985) berücksichtigen. Um dem Effekt einer fleckenhaften Meereisbedeckung im Südozean Rechnung zu tragen, wurden die Windschubspannungen südlich von 40°S generell um 25 % reduziert.

Das meridionale "Overturning" im Atlantischen Ozean (Abb. 3.3a) zeigt prinzipiell eine ähnliche Struktur wie im Kontrollexperiment (Abb. 3.1a). Markante Unterschiede sind: 1) Die Bildung von NADW ist deutlich abgeschwächt (-65 % gegenüber dem Kontrollexperiment). Der durch die Tiefenwasserbildung hervorgerufene Volumentransport beträgt im Nordatlantik maximal ca. 7.5 Sv. 2) Als Konsequenz aus der reduzierten NADW-Produktion sinkt dessen Exportrate in den Südozean (bei 32°S) auf 10.5 Sv ab und ist somit 40 % schwächer als im Kontrollexperiment. 3) Die Grenze zwischen AABW und NADW verläuft ca. 1100 m flacher als im Kontrollexperiment. 4) Die Bildungsgebiete des NADW verschieben sich um ca. 4° nach Süden. Die Ursache der reduzierten NADW-Produktion liegt vermutlich im reduzierten Dichteunterschied ($\Delta\rho$) zwischen Nordatlantik und Südozean; die NADW Produktion skaliert nahezu linear mit $\Delta\rho$ (Rahmstorf, 1996). Gegenüber dem Kontrollexperiment sinkt $\Delta\rho$ um 0.26 kg m⁻³ ab, was einer Abnahme um ca. 30 % entspricht (Differenz der mittleren Dichten im Nordatlantik [48–88°N] bzw. subpolaren Südozean [32–52°S] in 500–600 m Tiefe). Der wesentliche Grund für den reduzierten Dichtegradienten ist die negative SSS-Anomalie im Nordatlantik (Duplessy et al., 1991), die sich bei den niedrigen subpolaren SSTs stärker auf die Dichte des Wassers auswirkt, als die Abkühlung des Wassers während des LGM. Die Berücksichtigung der negativen SSS-Anomalie im Südozean (Duplessy et al., 1996; Tab. 3.1) bewirkt gegenüber den Modellergebnissen von Seidov et al. (1996) eine stärkere Abschwächung der glazialen NADW-Produktion.

Die Meridionalzirkulation im Indo-Pazifischen Ozean (Abb. 3.3b) unterscheidet sich auffallend vom Kontrollexperiment (Abb. 3.1b): Die positive SSS-Anomalie im Nordwest-Pazifik bewirkt eine verstärkte Konvektion in Tiefen bis etwa 1000 m. Weiterhin läßt sich aus Abbildung 3.3b ableiten, daß sich die Grenze zwischen Ein- und Ausstrom bei 32°S von 600

nach 2590 m verlagert hat; es findet somit ein Export von Zwischen-/Tiefenwasser zwischen 600 und 2590 m Tiefe vom glazialen Indo-Pazifik in den Südozean statt. Die Entstehung dieses gegenüber dem Kontrollexperiment neuen Zirkulationselementes veranschaulicht Abbildung 3.4: Das "Overturning" des Pazifischen Ozeans allein gleicht in Struktur und Stärke dem des Kontrollperiments (s. Abb. 3.2). Das abgeschwächte "Overturning" im Indischen Ozean kann jedoch im Unterschied zum Kontrollexperiment diese Struktur nicht länger vollständig maskieren, so daß der Tiefenwasserausstrom aus dem Pazifischen Ozean im kombinierten Indo-Pazifik erhalten bleibt.

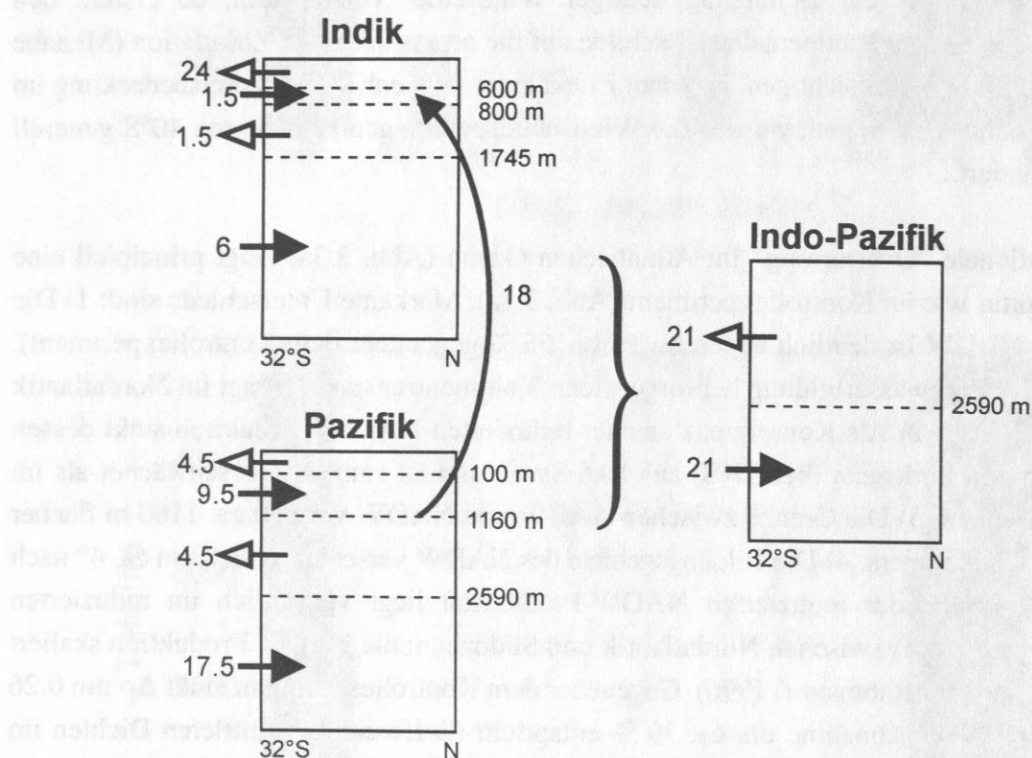


Abb. 3.4: Schematische Darstellung der modellierten Volumentransporte im Indischen bzw. Pazifischen Ozean während des letzten glazialen Maximums. Die Boxen (nicht volumengetreu) stellen die Ozeane zwischen 32°S und ihrer jeweiligen nördlichen Begrenzung dar. Die gestrichelten Linien markieren Modellschichten des OGCMs. Die Pfeile zeigen Ein- bzw. Ausstrom an, wobei die Zahlen an den Pfeilen den Volumenfluß in Sv angeben. Im rechten Teil der Abbildung ist die Kombination beider Ozeane gezeigt.

Die Ursache für die Abschwächung des "Overturnings" im Indischen Ozean liegt im veränderten Dichtegradienten zwischen Südozean und nördlichem Indischen Ozean: Die aus den

$\delta^{18}\text{O}$ -Daten von Duplessy (1982) rekonstruierten SSS-Daten ergeben eine positive SSS-Anomalie im nördlichen Indischen Ozean gegenüber dem heutigen Zustand. Dies führt zu Konvektion und Bildung einer Zwischenwassermasse in diesem Gebiet; dieses Zwischenwasser strömt mit einem Volumenfluß von ca. 1.5 Sv im Tiefenintervall zwischen 800 und 1745 m in den Südozean. Oberhalb dieses Zwischenwassers (600–800 m Tiefe) strömen 1.6 Sv oberes Zwischenwasser aus dem Südozean in den Indischen Ozean. Dieses glaziale Antarktische Zwischenwasser bildet sich im Bereich der antarktischen Polarfront. Aufgrund der dort vorhandenen negativen SSS-Anomalie (Duplessy et al., 1996) ist diese Wassermasse durch eine relativ geringe Dichte charakterisiert und schichtet sich daher oberhalb des dichteren Zwischenwassers ein, das im nördlichen Indischen Ozean gebildet wird.

Um die OGCM-Resultate für das LGM zu validieren, werden die oben beschriebenen Ergebnisse im folgenden mit paläoozeanographischen Befunden, die im wesentlichen auf der Analyse benthischer $\delta^{13}\text{C}$ - sowie Cd/Ca-Daten basieren, verglichen. (Der direkte Vergleich zwischen paläoozeanographischen Daten und Modellergebnissen des Kohlenstoffmodells erfolgt in Abschnitt 5.2.2). Aus den geologischen Daten lassen sich direkt keine Volumentransporte abschätzen; stattdessen erlauben sie, die vertikale Verschiebung charakteristischer Wassermassen zu bestimmen.

Für den glazialen Atlantik weisen die Befunde zum einen auf eine flachere Lage des NADWs hin und zum anderen auf ein nördlicheres Vordringen von AABW im Vergleich zu heute (Boyle und Keigwin, 1987; Duplessy et al., 1988; Jung, 1996; Oppo und Fairbanks, 1987; Oppo und Lehmann, 1993; Sarnthein et al., 1994). Diese Interpretationen paläoozeanographischer Daten decken sich mit den hier gezeigten OGCM-Ergebnissen, die ebenfalls einen flacheren Ausstrom von glazialen NADW und einen stärkeren Einfluß von AABW im Nordatlantik erkennen lassen. Allerdings liegt der Kern des modellierten glazialen NADWs ca. 1000 m flacher als in den paläoozeanographischen Rekonstruktionen von Sarnthein et al. (1994). Wie für das Kontroll-experiment beschrieben, ist dies vermutlich ein Artefakt, das durch die geringe vertikale Auflösung des Modells zustande kommt.

Die Modellergebnisse stimmen außerdem qualitativ mit den Modellergebnissen von Fichefet et al. (1994; zweidimensionales OGCM), Fieg (1996; dreidimensionales OGCM gekoppelt an ein atmosphärisches Energiebilanzmodell) und Winguth (1997; inverses dreidimensionales OGCM) überein. Die Abnahme des glazialen NADW-Exportes in den Südozean um 40 % deckt sich allerdings nicht mit den Ergebnissen von Yu et al. (1996), die, auf der Grundlage von radioaktiven Isotopenmessungen, für das LGM einen ähnlich starken Export wie heute postulieren. Die mittlere Tiefenwassertemperatur im Atlantik (2590–3700 m Tiefe; 48°N–32°S) nimmt im Glazial um 4.7 °C gegenüber dem Kontrollexperiment ab. Dieses Modellergebnis stimmt gut mit geologischen Daten überein, die eine Abkühlung zwischen 4 und 5.5 °C anzeigen (Dwyer et al., 1995; Labeyrie et al., 1987; Schrag et al., 1996).

Die durch das OGCM prognostizierte intensivere Zwischenwasserbildung im nördlichen Indischen Ozean steht im Einklang mit den Befunden von Boyle (1992), Boyle et al. (1995) und Kallel et al. (1988), die eine bessere Belüftung des Zwischenwassers im Indischen Ozean während des LGMs postulieren. (Diese Hypothese wurde allerdings von Naqvi et al. [1994] in Frage gestellt. Die Aussagen dieser Autoren basieren im Vergleich zu den älteren Arbeiten jedoch ausschließlich auf Daten aus der Andamanen-See [östlicher Indischer Ozean], so daß deren Allgemeingültigkeit in bezug auf den gesamten Indischen Ozean angezweifelt werden kann.) Als mögliche Alternative zur Zwischenwasserbildung im nördlichen Indischen Ozean wurde von Kallel et al. (1988) ein verstärkter Einstrom von gut ventiliertem Pazifischen Zwischenwasser durch den Indonesische Archipel diskutiert. Diese Hypothese wurde jedoch einerseits von Boyle (1992) aufgrund von Cd/Ca-Daten widerlegt und wird andererseits auch nicht durch die OGCM-Ergebnisse untermauert. Die rekonstruierte positive SSS-Anomalie im nördlichen Indischen Ozean, die entscheidend für die verstärkte Zwischenwasserbildung ist, wurde ebenfalls in einem inversen OGCM beobachtet (Winguth, 1997).

Die modellierte Zirkulation im Pazifischen Ozean deckt sich mit den geologischen Dateninterpretationen dahingehend, daß im Nordpazifik ein glaziales Zwischenwasser (ca. 700–2600 m Tiefe), jedoch kein Tiefenwasser gebildet wird (Duplessy et al., 1988; Keigwin, 1987). Die Frage nach dem Ursprungsort des Zwischenwassers ist jedoch noch nicht eindeutig geklärt: Eine Bildung im Nordost-Pazifik ist allerdings unwahrscheinlicher als eine Bildung im Nordwest-Pazifik (Zahn et al., 1991). Nach Auffassung dieser Autoren sowie Boyle (1988b) könnte das glaziale Zwischenwasser im Ochotskischen Meer durch winterliche Abkühlung/Meereisbildung entstanden sein, was sich somit mit der Annahme einer positiven Salzanomalie im OGCM-Experiment in diesem Gebiet deckt. Eine entsprechende SSS-Anomalie ergibt sich auch im Inversmodell von Winguth (1997), wobei die Anomalie aber südlich der Bering-Straße auftritt. Das im Vergleich zum Kontrollexperiment unveränderte Muster der modellierten Tiefen-/Bodenwasserzirkulation steht nicht im Widerspruch zu den geologischen Befunden (Duplessy et al., 1988). Die durchschnittliche Abkühlung des Indo-Pazifischen Tiefenwassers (2590–3700 m Tiefe) beträgt im Modell 1 °C und ist somit etwas geringer als die geologischen Abschätzungen, die –1.5 bis –2.5 °C betragen (Kallel et al., 1988; Labeyrie et al., 1987).

3.3 Zirkulation während des Schmelzwasserereignisses

Die Quellen der OGCM-Randbedingungen für das Schmelzwasserexperiment sind in Tabelle 3.1 zusammengefaßt. In Ermangelung paläozeanographischer SST-/SSS-Rekonstruktionen für weite Bereiche der Ozeane wurden mit Ausnahme des Nordatlantiks weitgehend die LGM-Randbedingungen für dieses Experiment verwendet. Diese Vorgehensweise ist durch die folgenden Bedingungen gerechtfertigt: 1) Das Schmelzwasserereignis (SWE) fällt in die früheste Phase der letzten Eiszeitermination und findet direkt im Anschluß an das LGM statt (Abb. 1.2).

2) Das SWE stellt eine vom Nordatlantik ausgehende Störung des relativ stabilen LGM-Zustands dar. 3) Das SWE wurde durch massiven Schmelzwassereintrag in den Nordatlantik hervorgerufen (Sarnthein et al., 1992; 1995); die verfügbaren SST-/SSS-Rekonstruktionen für diese Zeitscheibe erlauben daher eine relativ zuverlässige Rekonstruktion dieses Schmelzwassereintrages. 4) Der für die atmosphärische Zirkulation maßgebliche Laurentidische-Eisschild (Manabe und Broccoli, 1985) wies zur Zeit des SWE noch weitgehend seine glaziale Geometrie auf (Peltier, 1994). Somit wird die atmosphärische Zirkulation eher der LGM-Zirkulation als der heutigen geähnelt haben.

Gegenüber den LGM-Oberflächensalzgehalten wurden die folgenden Veränderungen vorgenommen: Um den frühen Beginn der Eiszeitermination auf der Südhemisphäre (Denton et al., 1989; Labracherie et al., 1989) zu berücksichtigen, wurden die Oberflächensalzgehalte zwischen 40 und 60°S um 0.25 psu verringert. Im Nordwest-Pazifik wurden die LGM-Oberflächensalzgehalte um weitere 0.4 psu erhöht, um eine intensivere Zwischenwasserbildung zu erreichen, die durch geologische Befunde belegt ist (z. B. Duplessy et al., 1989). Weiterhin wurden die Oberflächensalzgehalte im zentralen Indischen Ozean erhöht, um dem Einsetzen des SW-Monsuns (Sirocko et al., 1993) und der damit verbundenen Verschiebung der Innertropischen Konvergenzzone nach Norden Rechnung zu tragen.

Im Unterschied zum Kontroll- bzw. LGM-Experiment wurde das SWE-Experiment nicht aus einem Ruhezustand gestartet; stattdessen wurde der quasi-stationäre LGM-Zustand als Ausgangsbasis gewählt und das OGCM über 1200 Modelljahre mit den SWE-Randbedingungen integriert. Diese Integrationsdauer ist kürzer als die geschätzte Dauer des SWEs, die vermutlich 2000 a betrug (Sarnthein et al., 1994; Sarnthein, pers. Mittlg.). Diese Vorgehensweise ist aus drei Gründen gerechtfertigt: 1) Die Hauptquelle des Schmelzwassers ist das Schelfeis der Barents-See (Jones und Keigwin, 1988; Sarnthein, et al., 1992; 1995). Da Schelfeis extrem labil ist, kann davon ausgegangen werden, daß ein Kalbungseignis (z. B. Hughes, 1987) zum raschen Einsetzen eines massiven Schmelzwassereintrages in das Europäische Nordmeer und den Nordatlantik führte. Hochauflösende ozeanographische Modellexperimente zeigen, daß die Verteilung des Schmelzwassers über den nördlichen Nordatlantik in weniger als 20 Jahren erfolgen kann (Schäfer-Neth und Stattegger, 1997). Diese Zeitspanne ist um zwei Größenordnungen kleiner als die geschätzte Dauer des SWE; daher kann der Übergang von den LGM- zu den SWE-Randbedingungen als Stufenfunktion parametrisiert werden. 2) Das halokline "Herunterfahren" der thermohalinen Zirkulation erfolgt auf einer dekadischen Zeitskala (Rahmstorf et al., 1996) und somit wesentlich schneller als die tausendjährige Dauer des SWEs. 3) Das OGCM erreicht einen quasi-stationären SWE-Zustand bereits nach ca. 600 Modelljahren.

Das in Abbildung 3.5 gezeigte meridonale "Overturning" läßt einen völligen Zusammenbruch der NADW-Produktion im Atlantik erkennen. Durch den Schmelzwassereintrag in den Nordatlantik sinkt der Dichteunterschied zwischen Nordatlantik und Südozean im Vergleich

zum Kontrollexperiment um 89 % auf 0.09 kg m^{-3} ab (Differenz der mittleren Dichten im Nordatlantik $[48\text{--}88^\circ\text{N}]$ bzw. subpolaren Südozean $[32\text{--}52^\circ\text{S}]$ in 500–600m Tiefe).

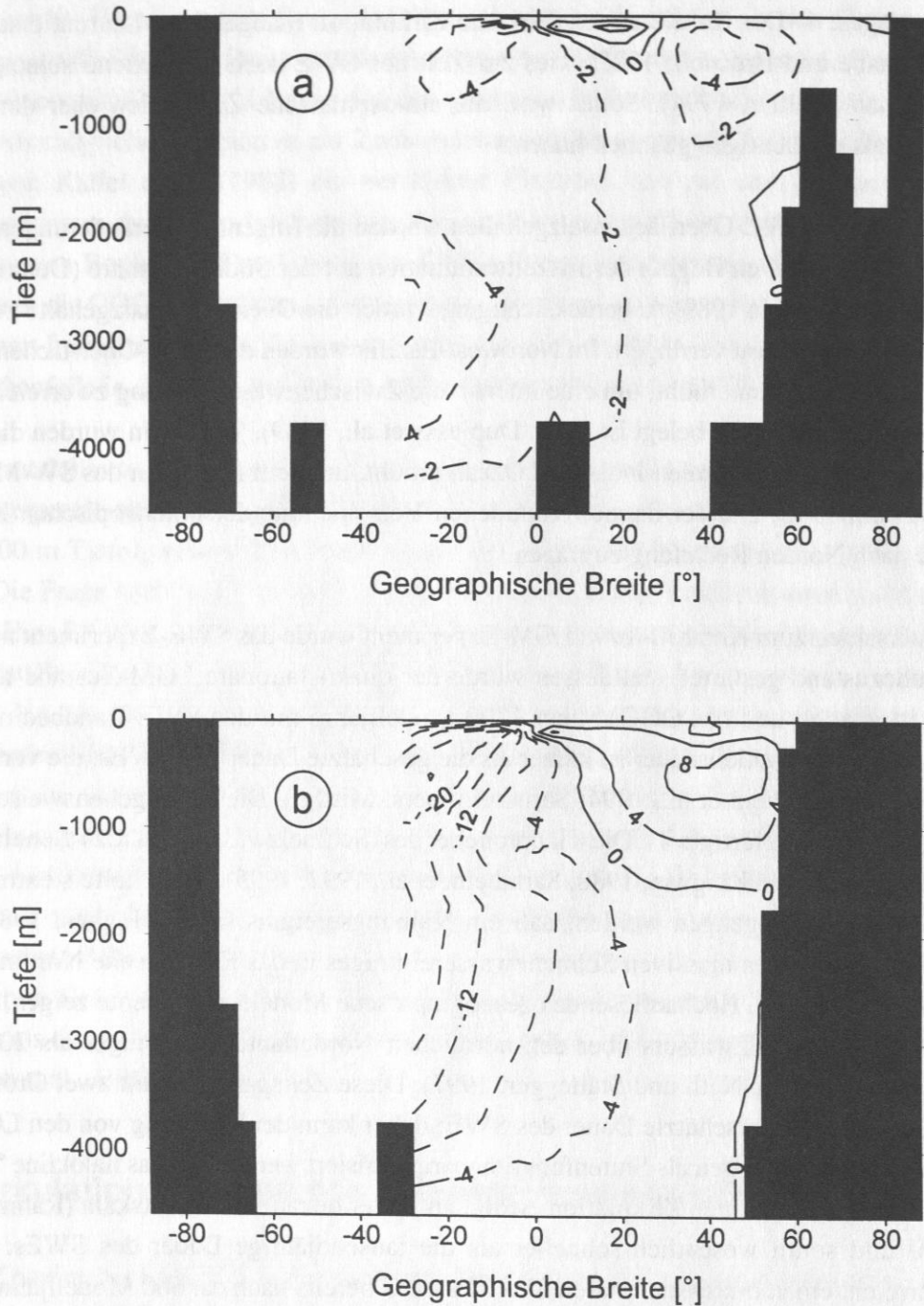


Abb. 3.5: Thermohalines “Overturning” im Atlantischen Ozean (a) bzw. Indo-Pazifischen Ozean (b) während des Schmelzwasserereignisses. Weitere Erläuterungen s. Abb. 3.1.

Dieser Dichteunterschied ist zu gering, um die thermohaline Zirkulation im Atlantik anzutreiben. Oberhalb von ca. 300 m Wassertiefe bildet sich im Nordatlantik (32–48°N) eine Meridionalzirkulation aus, die dazu führt, daß oberflächennahes Wasser durch Ekmantransport (Seidov et al. 1996) von Norden nach Süden strömt — also entgegengesetzt zur heutigen Situation. Diese windgetriebene Zirkulation existiert sowohl im Kontroll- als auch im LGM-Experiment; allerdings wird dieser windinduzierte Transport in diesen Experimenten durch den entgegengesetzt wirkenden thermohalinen Transport fast vollständig unterdrückt (Seidov et al. 1996). Die Zirkulation im Indo-Pazifischen Ozean (Abb. 3.5b) gleicht weitgehend derjenigen des LGM-Experimentes. Lediglich im Nordpazifik ist eine intensivere Zirkulation zu erkennen, die durch die angenommene SSS-Anomalie hervorgerufen wird.

Das Hauptmerkmal der SWE-Zirkulation ist jedoch der Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation im Atlantik. Dieses ist ein relativ robustes Modellergebnis, das nicht kritisch von den angenommenen SSS-Anomalien außerhalb der Atlantischen Ozeans abhängt. Der Zusammenbruch der atlantischen thermohalinen Zirkulation durch Schmelzwassereintrag in die NADW-Bildungsgebiete wurde bereits mit unterschiedlichen Modellkonfigurationen simuliert (Manabe und Stouffer, 1995; Mikolajewicz, 1996; Rahmstorf, 1995; Sakai und Peltier, 1996; Stocker und Wright, 1996). Allerdings gehen diese Modellexperimente nicht von der LGM-Zirkulation — und einer bereits abgeschwächten thermohalinen Zirkulation — aus, sondern vom heutigen Zustand.

4. Modellierung des marinen Kohlenstoffkreislaufes

In diesem Abschnitt wird dargelegt, wie die in Abschnitt 2 beschriebenen Prinzipien des marinen Kohlenstoffkreislaufes und dessen Wechselwirkung mit der Atmosphäre im hier benutzten Kohlenstoffmodell parametrisiert werden. Das im Rahmen dieser Arbeit entwickelte marine biogeochemische Modell ist ein Multiboxmodell, das in einer Konfiguration aus 16 aktiven ozeanischen Boxen und einer globalen atmosphärischen Box verwendet wird. Die ozeanischen Boxen des Modells repräsentieren dabei den globalen Ozean. Der Vorteil, den Multiboxmodelle im Zusammenhang mit paläoklimatologischer Fragestellungen bieten, ist ihre hohe Effizienz in bezug auf die Rechenzeit. Sie gestatten es, numerische Integrationen über mehrere zehntausend Modelljahre auf PC-Ebene durchzuführen. Entsprechende Integrationszeiten sind notwendig, um einen Gleichgewichtszustand des marinen Kohlenstoffkreislaufes zu erhalten. Daneben erfordern paläoklimatologische Studien des Kohlenstoffkreislaufes in der Regel eine große Anzahl von Sensitivitätsexperimenten, um Parametrisierungen in einem Modell, die anhand des heutigen Zustandes kalibriert wurden, zu überprüfen; dieser Anforderung werden Multiboxmodelle ebenfalls gerecht.

Gegenüber einfachen Boxmodellen (ca. 3–5 ozeanische Boxen; z. B.: Boyle, 1988b; Lyle und Pisias, 1990; Knox und McElroy, 1984; Paillard et al., 1993; Sarmiento und Toggweiler, 1984; Siegenthaler und Wenk, 1984; Volk und Hoffert, 1985) lassen sich die unterschiedlichen Wassermassen in den Ozeanen in einem Multiboxmodell (≥ 10 ozeanische Boxen) besser erfassen. Daher wurden solche Modelle häufig eingesetzt, um marin induzierte Schwankungen des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes auf glazial-interglazial-Zeitskalen möglichst realistisch zu simulieren (Broecker und Peng, 1986; 1987; 1989; Keir, 1988; 1990; Michel, 1991).

Der wesentliche Nachteil von Boxmodellen liegt im völligen Fehlen einer dynamisch konsistenten Ozeankomponente, d. h. daß die Wassertransporte zwischen den Boxen nicht auf der Grundlage hydrodynamischer Gesetze bestimmt werden, sondern frei wählbare Parameter darstellen (mit der einzigen Einschränkung, daß die Summe der Transporte gleich Null sein muß). Da die Wassertransporte einen entscheidenden Einfluß auf die Verteilung von Kohlenstoff im Ozean-Atmosphäre-System haben, ist es bei der Verwendung von Boxmodellen möglich — und auch wahrscheinlich —, eine Stoffverteilung zu simulieren, die auf Wassertransporten basiert, die nicht in Übereinstimmung mit den physikalischen Randbedingungen stehen. Für den heutigen Zustand kann dieses Problem umgangen werden, indem Wassertransporte verwendet werden, die auf ozeanographischen Messungen basieren. Dieses Verfahren versagt jedoch bei der Modellierung von paläoklimatischen Zuständen, deren Zirkulation sich deutlich von der heutigen unterscheidet, da es keinen paläozeanographischen Indikator gibt, aus dem sich direkt Wassertransporte ableiten lassen.

Um das Dilemma — fehlende Ozeandynamik gegenüber numerischer Effizienz — zu lösen, wird das hier verwendete Multiboxmodell des marinen Kohlenstoffkreislaufes durch Wasser-

transporte angetrieben, die aus den in Abschnitt 3 beschriebenen OGCM-Experimenten stammen. Daneben werden die dort beschriebenen Modellergebnisse verwendet, um Boxkonfigurationen für das Kohlenstoffmodell zu ermitteln, durch welche die ozeanische Zirkulation für die drei beschriebenen Zeitscheiben möglichst gut repräsentiert wird. Durch diese Modellstrategie wird die "große Zahl" der Freiheitsgrade des Multiboxmodells, die aus der fehlenden Ozeandynamik resultiert, deutlich reduziert; gleichzeitig bleibt die Recheneffizienz des Kohlenstoffmodells jedoch erhalten.

4.1 Aufbau des Boxmodells

Der ozeanische Teil des Boxmodells besteht aus N Boxstapeln, die sich aus jeweils einer Oberflächenbox und M tieferen Boxen zusammensetzen. Die Gesamtzahl der ozeanischen Boxen ist somit $K = (M+1)N$. Die N Oberflächenboxen stehen im Austausch mit einer globalen atmosphärischen Box und entsprechen in ihrer Tiefenausdehnung der photischen Zone (vergl. Abschn. 2.3.1). Mit Hilfe einer (1,0)-Maske können ozeanische Boxen unterhalb der Oberflächenbox aktiviert bzw. deaktiviert werden, so daß pro Boxstapel weniger als $M + 1$ Boxen aktiv sind; die Anzahl der aktiven Boxen wird mit K_G bezeichnet. Die Indizierung der einzelnen Boxen geschieht nach dem in Abbildung 4.1 gezeigten Schema.

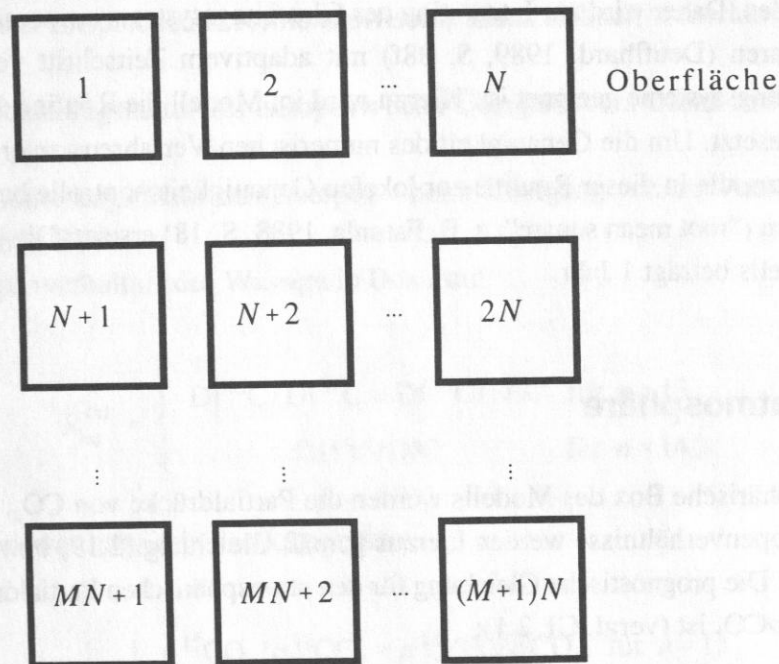


Abb. 4.1: Indizierungsschema der ozeanischen Boxen (N : Anzahl der Oberflächenboxen; M : Anzahl der tiefen Boxen pro Boxstapel).

Jede ozeanische Box ist durch ihr Volumen und ihre Tiefenausdehnung charakterisiert. Diese Parameter sind jedoch nicht notwendigerweise konstant, sondern können zeitlich variieren. Hierdurch lassen sich unterschiedliche Zustände der thermohalinen Zirkulation (s. Abschn. 3) besser durch eine konstante Anzahl von Boxen repräsentieren. Die physikalischen Eigenschaften des Wassers (Temperatur und Salzgehalt) werden nur in den Oberflächenboxen berücksichtigt. Diese Parameter werden, wie weiter unten beschrieben, aus den Datenfeldern des Ozeanmodells ermittelt. Die Darstellung der ozeanischen Boxen als Elemente einer Matrix erlaubt in Verbindung mit der Aktivierung bzw. Deaktivierung einzelner Boxen eine schnelle Realisation unterschiedlicher Modellgeometrien.

Sämtliche Boxen sind chemisch und physikalisch homogen. Im Wasser gelöste Stoffe werden mit Hilfe vorgegebener Wassertransporte ($\text{m}^3 \text{a}^{-1}$) zwischen den einzelnen Boxen transportiert. Für jede ozeanische Box beschreiben fünf gewöhnliche Differentialgleichungen die Konzentration der folgenden Stoffe⁷ als Funktion der Zeit: Gesamtkohlenstoff (DIC), ^{13}C - bzw. ^{14}C -Anteil am Gesamtkohlenstoff (DI^{13}C bzw. DI^{14}C), Alkalinität (ALK) und Phosphat (PO_4). Für die atmosphärische Box werden die Partialdrücke des Gesamtkohlendioxids ($p\text{CO}_2$) und von $^{13}\text{CO}_2$ bzw. $^{14}\text{CO}_2$ ($p^{13}\text{CO}_2$ bzw. $p^{14}\text{CO}_2$) prognostiziert. Die entsprechenden Modellgleichungen werden in den folgenden Abschnitten detailliert beschrieben.

Das resultierende System gekoppelter Differentialgleichungen ist "steif", d. h. daß sich größter und kleinster Eigenwert der entsprechenden Jacobi-Matrix um mehrere Größenordnungen unterscheiden. Daher wird zur Integration des Gleichungssystems ein semi-implizites Extrapolationsverfahren (Deuflhard, 1989, S. 88f) mit adaptivem Zeitschritt verwendet, das für "steife" Gleichungssysteme geeignet ist. Hierzu wird im Modell die Routine STIFBS (Press et al., 1992) eingesetzt. Um die Genauigkeit des numerischen Verfahrens zu erhöhen, wurde die Maximum-Norm, die in dieser Routine zur lokalen Genauigkeitskontrolle benutzt wird, durch eine RMS-Norm ("root mean square"; z. B. Fatunla, 1988, S. 18) ersetzt. Die minimale Schrittweite des Modells beträgt 1 Jahr.

4.2 Modellatmosphäre

Für die atmosphärische Box des Modells werden die Partialdrücke von CO_2 , $^{13}\text{CO}_2$ und $^{14}\text{CO}_2$ bestimmt. Isotopenverhältnisse werden hieraus gemäß Gleichung (2.19) bzw. (2.20) diagnostisch berechnet. Die prognostische Gleichung für den atmosphärischen Partialdruck des Gesamtkohlenstoffes, $p\text{CO}_2$ ist (vergl. Gl. 2.1):

⁷Alkalinität wird im Modell genauso wie ein Stoff behandelt und daher auch als solcher bezeichnet. Strenggenommen ist Alkalinität eine Ladung.

$$\Gamma M_{atm} \frac{dpCO_2}{dt} = \sum_{i=1}^N A_i \kappa_i \gamma_i (pCO_2(aq)_{(i)} - pCO_2) . \quad (4.1)$$

Darin bedeuten:

- Γ : Umrechnungsfaktor von Molmassenverhältnis nach Partialdruck [$\Gamma = 10^{-6} \mu atm^{-1}$]
 M_{atm} : Molmasse der Atmosphäre $M_{atm} = 177.4 \cdot 10^{18}$ mol (Butcher et al., 1992),
 N : Anzahl der Oberflächenboxen,
 A_i : Fläche von Box i [m^2],
 κ_i : CO_2 -Austauschgeschwindigkeit in Box i [$m a^{-1}$],
 γ_i : Löslichkeit von CO_2 in Box i [$mol m^{-3} \mu atm^{-1}$] (Weiss, 1974) und
 $pCO_2(aq)_i$: CO_2 -Partialdruck des Wassers in Box i [μatm].

Berücksichtigt man in Gleichung (4.1) die Fraktionierung der Kohlenstoffisotope (Siegenthaler und Münnich, 1981) und den radioaktiven Zerfall von ^{14}C , dann erhält man:

$$\Gamma M_{atm} \frac{dp^n CO_2}{dt} = \left[\sum_{i=1}^N A_i \kappa_i \gamma_i \left(\alpha_{oa}^{(n,i)} pCO_2(aq)_i R_{aq}^{(n,i)} - \alpha_{ao}^{(n,i)} pCO_2 R_a^{(n)} \right) \right] + Q_{phy}^{(n)} , \quad (4.2)$$

worin $n = 13, 14$ das entsprechende Kohlenstoffisotop kennzeichnet; weiterhin ist:

- $\alpha_{oa}^{(n,i)}$: Fraktionierungsfaktor des Isotopes n beim Übergang vom Ozean in die Atmosphäre in Box i ,
 $\alpha_{ao}^{(n,i)}$: Fraktionierungsfaktor des Isotopes n beim Übergang von der Atmosphäre in den Ozean in Box i ,
 $R_{aq}^{(n,i)}$: Isotopenverhältnis des Wassers in Box i mit:

$$R_{aq}^{(n)} = \begin{cases} DI^{13}C/DI^{12}C \approx DI^{13}C/DIC & \text{für } n = 13 \\ DI^{14}C/DIC & \text{für } n = 14, \end{cases} \quad (4.3)$$

- $R_a^{(n)}$: Isotopenverhältnis in der Atmosphäre:

$$R_a^{(n)} = \begin{cases} p^{13}CO_2/p^{12}CO_2 \approx p^{13}CO_2/pCO_2 & \text{für } n = 13 \\ p^{14}CO_2/pCO_2 & \text{für } n = 14, \end{cases} \quad (4.4)$$

und

$Q_{phy}^{(n)}$: Summe aus radioaktivem Zerfall und atmosphärischer Isotopenproduktion:

$$Q_{phy}^{(n)} = \begin{cases} 0 & \text{für } n = 13 \\ -\lambda p^{14}\text{CO}_2 \Gamma M_{atm} + \Phi_{14} & \text{für } n = 14 \end{cases} \quad (4.5)$$

mit der Zerfallskonstanten $\lambda = 1/8267 \text{ a}^{-1}$ und einer atmosphärischen ^{14}C -Produktion Φ_{14} [mol a^{-1}]. Die Näherungen in den Gleichungen (4.4) und (4.5) für $n = 13$ führen zu Fehlern in der Größenordnung von $< 0.2 \text{ ‰}$ (Siegenthaler und Münnich, 1981) und können somit vernachlässigt werden. Die $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Fraktionierungsfaktoren werden gemäß den empirischen Befunden von Zhang et al. (1995) berechnet:

$$\alpha_{ao}^{(13)} = \alpha_k^{(13)} \alpha_{aq-g}^{(13)} = 0.99912 (4.9 \cdot 10^{-6} T + 0.99869) \quad (4.6)$$

bzw.

$$\alpha_{oa}^{(13)} = \alpha_k^{(13)} \frac{\alpha_{aq-g}^{(13)}}{\alpha_{DIC-g}^{(13)}} = 0.99912 \frac{4.9 \cdot 10^{-6} T + 0.99869}{-1.04 \cdot 10^{-4} T + 1.01053 + 1.4 \cdot 10^{-5} T f_{\text{CO}_3}} \quad (4.7)$$

Darin ist α_k die kinetische Fraktionierung beim Gasaustausch; hierfür wird der Mittelwert der beiden von Zhang et al. (1995) angegebenen Werte verwendet. α_{aq-g} und α_{DIC-g} kennzeichnen die Fraktionierungen zwischen gelöstem und gasförmigem CO_2 bzw. zwischen gelöstem Gesamtkohlenstoff und gasförmigem CO_2 . Der Wert von α_{DIC-g} wird durch die chemische Zusammensetzung des gelösten Gesamtkohlenstoffes (vergl. Gl. 2.7) beeinflusst. In Gleichung (4.7) wird dies durch den Faktor $f_{\text{CO}_3} = [\text{CO}_3^{2-}]/[\text{DIC}]$ berücksichtigt. Schließlich ist T die Wassertemperatur [$^{\circ}\text{C}$]. Unter Berücksichtigung von Gleichung (2.24) können aus den Gleichungen (4.6) und (4.7) entsprechende $^{14}\text{C}/\text{C}$ -Fraktionierungskoeffizienten bestimmt werden.

4.3 Modellozean

Die folgende Advektions-Diffusions-Gleichung beschreibt die Konzentration C eines Tracers η in Box i als Funktion der Zeit bei konstantem Boxvolumen V_i :

$$V_i \frac{dC_i^{(\eta)}}{dt} = \sum_{j=1}^K \left(w_{ji} C_j^{(\eta)} - w_{ij} C_i^{(\eta)} \right) + \sum_{j=1}^L \left(A_{ij} D_{ij} \frac{C_j^{(\eta)} - C_i^{(\eta)}}{\Delta z_{ij}} \right) + Q_{bio}^{(\eta)} + Q_{gas}^{(\eta)} + Q_{phy}^{(\eta)}. \quad (4.8)$$

In Gleichung (4.8) kennzeichnet η einen der folgenden Tracer: DIC, $DI^{13}C$, $DI^{14}C$, ALK bzw. PO_4 . Weiterhin bedeuten:

K : Anzahl der Boxen,

w_{ij} : Wassertransport von Box i nach Box j [$m^3 a^{-1}$] mit $w_{ij} \geq 0$,

L : Anzahl der Boxen, die in vertikaler Richtung an Box i angrenzen,

A_{ij} : Grenzfläche zwischen Box i und Box j [m^2],

Δz_{ij} : mittlerer vertikaler Abstand zwischen Box i und Box j [m],

D_{ij} : vertikaler Diffusionskoeffizient zwischen Box i und Box j [$m^2 a^{-1}$],

Q_{bio} : Quellterm aller biologischen Prozesse [$mol a^{-1}$],

Q_{gas} : Gesamtfluß zwischen Ozean und Atmosphäre [$mol a^{-1}$] und

Q_{phy} : Quellterm durch radioaktiven Zerfall [$mol a^{-1}$].

Die erste Summe in Gleichung (4.8) beschreibt den advektiven Stofftransport, während die zweite Summe den diffusiven Stofftransport in vertikaler Richtung (z. B. turbulente Durchmischung) repräsentiert. Horizontale Diffusion wird im Modell nicht berücksichtigt, da diese aufgrund der horizontalen Auflösung (s. Abschn. 4.4) vernachlässigbar klein gegenüber advektiven Transportkomponenten ist. Die übrigen Quellterme werden in den folgenden beiden Abschnitten ausführlich beschrieben.

Im vorherigen Abschnitt wurde bereits erwähnt, daß das Boxmodell auch mit zeitlich variablen Boxvolumen betrieben werden kann. Das Prinzip dieses Verfahrens ist in Abbildung 4.2 für den Fall zweier übereinanderliegender Boxen mit den Volumina V_1 und V_2 ($V_1 + V_2 = const.$) dargestellt. Zum Zeitpunkt $t = 0$ ist $V_1 < V_2$, während zum Zeitpunkt $t = \tau$ das Volumen der oberen Box um den grau schattierten Teil zugenommen hat, und somit $V_1 > V_2$ ist. Dies läßt sich über einen Volumenfluß, v_{21} [$m^3 a^{-1}$] von Box 2 nach Box 1 über einen Zeitraum τ ausdrücken:

$$v_{21} = \frac{V_2(0) - V_1(0)}{\tau} = \frac{V_1(\tau) - V_2(\tau)}{\tau} . \quad (4.9)$$

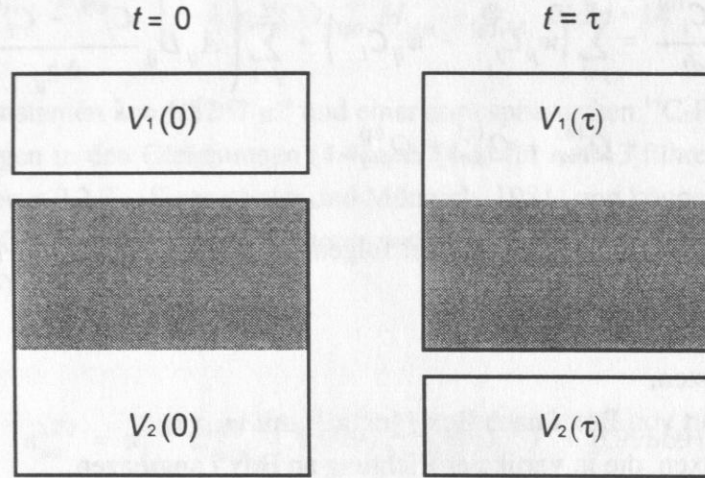


Abb. 4.2: Zeitlich variables Boxvolumen. Weitere Erläuterungen im Text.

Das in Abbildung 4.2 dargestellte Schema läßt sich auch auf Volumenflüsse zwischen zwei horizontal benachbarten Boxen anwenden. Im Fall zeitlich variabler Boxvolumina muß Gleichung (4.8) folgendermaßen erweitert werden:

$$\begin{aligned} V_i \frac{dC_i^{(\eta)}}{dt} = & \sum_{j=1}^K \left(w_{ji} C_j^{(\eta)} - w_{ij} C_i^{(\eta)} \right) + \sum_{j=1}^L \left(A_{ij} D_{ij} \frac{C_j^{(\eta)} - C_i^{(\eta)}}{\Delta z_{ij}} \right) \\ & + Q_{bio}^{(\eta)} + Q_{gas}^{(\eta)} + Q_{phy}^{(\eta)} \\ & + \sum_{j=1}^K \left(v_{ji} C_j^{(\eta)} - v_{ij} C_i^{(\eta)} \right) - C_i^{(\eta)} \frac{dV_i}{dt} \end{aligned} \quad (4.10)$$

Die dritte Summe in Gleichung (4.10) beschreibt den Stofftransport, der durch den Volumenfluß zwischen den Boxen hervorgerufen wird, während durch den letzten Term die zeitliche Veränderung des Boxvolumens berücksichtigt wird. Wie für die Transportterme, so gilt auch für die Volumenflüsse: $v_{ij} \geq 0$ bzw. $v_{ji} \geq 0$. Weiterhin läßt sich ein zeitabhängiges Boxvolumen, $V_i(t)$ durch Integration der folgenden Gleichung bestimmen:

$$\frac{dV_i}{dt} = \frac{V_i(\tau) - V_i(0)}{\tau} \quad (4.11)$$

Wenn sich aufgrund variabler Boxvolumen die Geometrie der Oberflächenboxen als Funktion der Zeit ändert, dann müssen sich auch die physikalischen Eigenschaften der Wassermassen in diesen Boxen, d. h. Temperatur, Salzgehalt und Gasaustauschkoeffizient, sowie die Nährstoffaufnahme (s. nächster Abschn.) verändern. Seien B_1 und B_2 die Wertemengen der konstanten Randbedingungen für $t < 0$ bzw. $t > \tau$; dann werden zeitabhängige Randbedingungen im Intervall $[0, \tau]$ durch lineare Interpolation zwischen B_1 und B_2 bestimmt (Abb. 4.3).

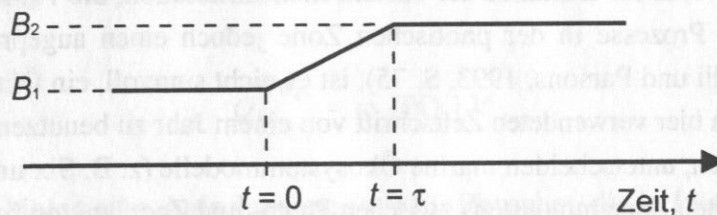


Abb. 4.3: Schema zeitlich variabler Randbedingungsmengen B_1 und B_2 . Weitere Erläuterungen im Text.

Durch aufeinanderfolgende lineare Übergänge zwischen unterschiedlichen Mengen von Randbedingungen lassen sich beliebige Antriebsfunktionen für das Boxmodell approximieren. Dieses Verfahren wird für zeitabhängige Experimente benutzt, die unterschiedliche Zustände der thermohalinen Zirkulation umfassen (s. Abschn. 6.2 und 6.3).

4.3.1 Photische Zone - Oberflächenboxen

Die 100 m tiefen Oberflächenboxen des Boxmodells (s. Abb. 4.1) repräsentieren die photische Zone. Daher sind diese Boxen sowohl durch den Entzug von gelösten Substanzen durch die biologische Bildung von organischem Material bzw. von Kalkschalen als auch durch den Stoffaustausch mit der Atmosphäre gekennzeichnet. In diesem Abschnitt werden die entsprechenden Quellterme der Gleichungen (4.8) und (4.10) beschrieben.

a) Biologischen Quellen, $Q_{bio}^{(\eta)}$

Die marine biologische Exportproduktivität (vergl. Abschn. 2.3.1) kann für die heutigen Ozeane prinzipiell auf der Basis von zwei unterschiedlichen Ansätzen modelliert werden:

1. Mittels eines Ökosystemmodells, das die Exportproduktivität als Funktion einer bzw. mehrerer ökologischer Faktoren (Nährstoffverfügbarkeit, Licht, Temperatur, Stabilität der Wassersäule usw.) beschreibt (Bacastow und Maier-Reimer, 1990; Six und Maier-Reimer, 1996).
2. Durch "Restoring" der Konzentrationen eines limitierenden Nährstoffes (hier PO_4) in der photischen Zone an beobachtete Nährstoffkonzentrationen (Najjar et al., 1992). Hierbei wird angenommen, daß der limitierende Nährstoff nur durch Advektion/Auftrieb in die photische Zone gelangt und durch den Export von organischem Material daraus entfernt wird.

Um eine möglichst realitätsnahe Modellierung der Exportproduktivität zu erzielen, erscheint das erste Verfahren besser geeignet. Insbesondere gestattet dieser Ansatz eine Abschätzung der Paläoexportproduktivität für Zustände der ozeanischen Zirkulation, die vom heutigen Zustand abweichen. Da die Prozesse in der photischen Zone jedoch einen ausgeprägten Jahresgang aufweisen (z. B. Lalli und Parsons, 1993, S. 75), ist es nicht sinnvoll, ein Ökosystemmodell in Verbindung mit dem hier verwendeten Zeitschritt von einem Jahr zu benutzen. Um realistische Ergebnisse zu erzielen, unterscheiden marine Ökosystemmodelle (z. B. Six und Maier-Reimer, 1996) in der photischen Zone mindestens zwischen Phyto- und Zooplankton bzw. gelöstem und partikulärem organischen Kohlenstoff. Wechselwirkungen zwischen diesen Komponenten werden dabei parametrisiert. Ob die entsprechenden Parameter für andere Zeitscheiben und damit eventuell einhergehende Veränderungen mariner Ökosysteme konstant sind, ist jedoch fraglich. Eine Überprüfung der Parametrisierungen für Paläozeitscheiben kann zur Zeit nur durch einen Vergleich mit Paläoproduktivitätsabschätzungen für die entsprechenden Zeitscheiben vorgenommen werden. Eventuelle Anpassungen der Parametrisierungen wären dann abhängig von den verwendeten Produktivitätsrekonstruktionen. Um diese Problematik zu umgehen, wird im hier verwendeten Boxmodell die Exportproduktivität für die heutigen Ozeane mit Hilfe des "Restoring"-Verfahrens ermittelt.

Der "Restoring"-Ansatz für die Phosphatkonzentration in den Oberflächenboxen ergibt die biologische Phosphatfixierung $[\text{mol PO}_4 \text{ a}^{-1}]$:

$$Q_{\text{bio}}^{(\text{PO}_4)} = \begin{cases} -V \frac{[\text{PO}_4] - [\text{PO}_4]^{(\text{ref})}}{\tau_{\text{PO}_4}} & \text{für } [\text{PO}_4] > [\text{PO}_4]^{(\text{ref})} \\ 0 & \text{für } [\text{PO}_4] \leq [\text{PO}_4]^{(\text{ref})} \end{cases} \quad (4.12)$$

worin $[\text{PO}_4]$ die modellierte und $[\text{PO}_4]^{(\text{ref})}$ die gemessene Phosphatkonzentration (Jahresmittelwert) jeder Oberflächenbox (mit dem Volumen V) ist. τ_{PO_4} ist die "Restoring"-Zeitkonstante, für die ein Wert von 0.1 a angenommen wurde, um eine gute Anpassung der modellierten Phos-

phatkonzentrationen an die Beobachtungsdaten zu erhalten. Die Exportproduktion, d. h. der organische Kohlenstofffluß [mol a^{-1}], der die photische Zone verläßt, ist dann:

$$P_{exp} = r_{CP} Q_{bio}^{(PO_4)} . \quad (4.13)$$

Darin ist $r_{CP} = C_{org} : P = 117:1$ das modifizierte Redfield-Verhältnis zwischen Kohlenstoff und Phosphat. Da die Phosphatkonzentrationen in der Wasseroberfläche für Paläozeitscheiben in der Regel nicht bekannt sind, kann Gleichung (4.12) nicht direkt für entsprechende Experimente verwendet werden. Stattdessen ist eine prognostische Parametrisierung der Exportproduktivität erforderlich. Hierzu wird die biologische Phosphatfixierung — und damit die Exportproduktivität gemäß Gleichung (4.13) — nach folgendem Ansatz bestimmt:

$$Q_{bio}^{(PO_4)} = \omega [PO_4] V . \quad (4.14)$$

Hierin ist ω eine biologische Aufnahme rate [a^{-1}] für Phosphat, die in folgender Weise nicht-linear von der Phosphatkonzentration abhängt (Michaelis-Menten-Kinetik; Dugdale, 1967):

$$\omega = \frac{\omega_{max} [PO_4]}{k_m + [PO_4]} , \quad (4.15)$$

worin k_m eine Konstante und ω_{max} die maximale Nährstoffaufnahme rate sind. Für k_m wurde ein Wert von $2.5 \cdot 10^{-4} \text{ mol m}^{-3}$ angenommen, was einen mittleren Wert für ozeanische Bereiche darstellt (Lalli und Parsons, 1993, S. 63). Die unbekannte Größe ω_{max} kann mittels der Gleichungen (4.14) und (4.15) aus den diagnostizierten Phosphataufnahme rates für den heutigen Zustand ermittelt werden, welche sich aus dem "Restoring" (Gl. 4.12) ergeben.

Die biologischen Quellterme für Gesamtkohlenstoff und Alkalinität sind:

$$Q_{bio}^{(DIC)} = P_{exp} (1 + r_{rain}) \quad (4.16)$$

bzw.

$$Q_{bio}^{(ALK)} = P_{exp} (-r_{NC} + 2r_{rain}) , \quad (4.17)$$

worin r_{rain} das Verhältnis von biologischer Karbonatschalenproduktion zur Fixierung von organischem Kohlenstoff ("rain-ratio") und $r_{NC} = N:C_{org} = 16:117$ das Redfield-Verhältnis zwischen

Stickstoff und Kohlenstoff ist. Die ökologischen Steuerungsmechanismen der "rain-ratio" sind weitgehend unbekannt (s. Abschn. 2.3.2). Aus den synoptischen Darstellungen der mittleren Konzentrationen von partikulärem organischen Kohlenstoff bzw. partikulärem Kalziumkarbonat im Tiefenintervall 0–500 m des Atlantiks und des atlantischen Sektors des Südozeans (Bishop, 1989) läßt sich eine positive Korrelation zwischen Wassertemperatur (0–200 m) und "rain-ratio" ableiten. Unterhalb von 10 °C nimmt die Kalziumkarbonatkonzentration im Vergleich zur Konzentration von partikulärem organischen Material deutlich ab. Obwohl dieser empirische Befund nicht notwendigerweise einen Kausalzusammenhang widerspiegelt (z. B. warmes Wasser weist höheren CaCO_3 -Sättigungsgrad auf, wodurch die biologische Karbonatfällung eventuell erleichtert wird), wird er im Boxmodell zur Parametrisierung der "rain-ratio" herangezogen (vergl. Heinze, 1990):

$$r_{\text{rain}} = \frac{P_{\text{CaCO}_3}}{P_{\text{exp}}} = 0.07875 + 0.07125 \tanh(0.25 (T - 10)) , \quad (4.18)$$

worin P_{CaCO_3} die Exportproduktivität von biogenem Kalziumkarbonat und T [°C] die Wassertemperatur der entsprechenden Oberflächenbox ist (vergl. Abb. 4.4).

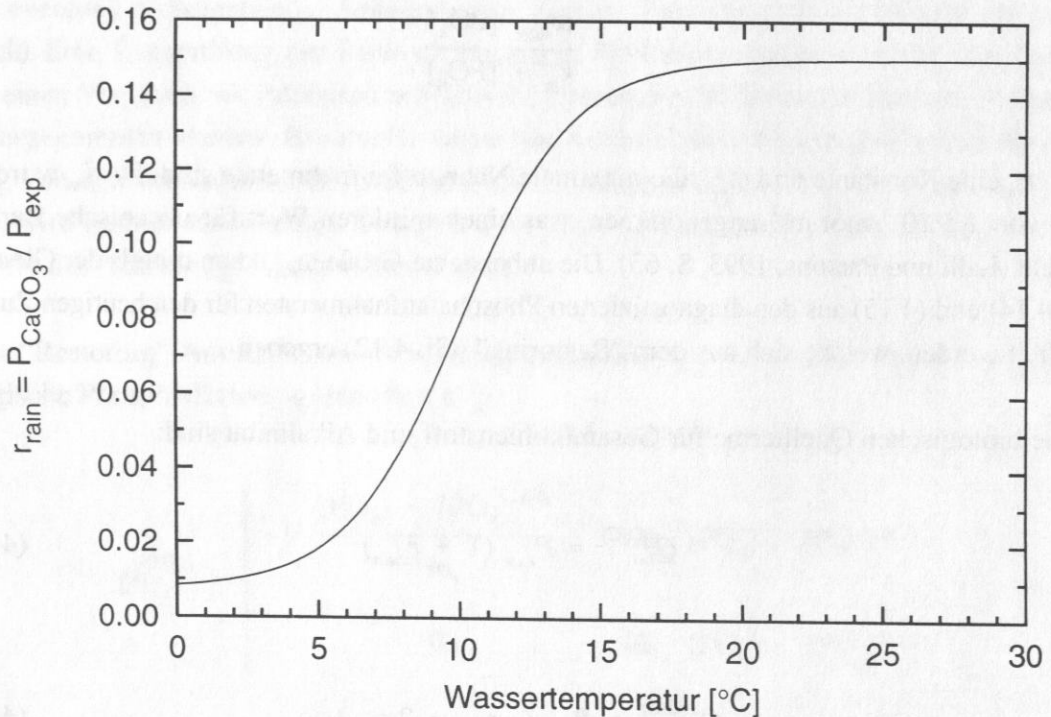


Abb. 4.4: "Rain-ratio" als Funktion der Wassertemperatur.

Der maximale Wert der "rain-ratio" nach Gleichung (4.18) beträgt 0.15 und ist somit kleiner als die von Broecker und Peng (1982, S. 474f) vorgeschlagene mittlere "rain-ratio" von 0.25. Dieser Wert ist aufgrund einer vereinfachten Modellvorstellung vermutlich überschätzt (Yamanaka und Tajika, 1996). Die niedrigen "rain-ratios" für polare Regionen ($T \leq 10^\circ\text{C}$; vergl. Fig. 4.4) stimmen prinzipiell mit Befunden aus Sedimentfallenuntersuchungen (Tsunogai und Noriki, 1991; Wefer, 1989) überein.

Der biologische Quellterm für die Kohlenstoffisotope ist:

$$Q_{bio}^{(DI^n C)} = P_{exp} \frac{DI^n C}{DIC} (\alpha_{org-DIC}^{(n)} + r_{rain}) \quad (4.19)$$

mit $n = 13, 14$. Die Skalierung über den $DI^n C/DIC$ -Term ergibt den relativen Anteil des jeweiligen Isotopes an der Gesamtproduktivität. Weiterhin ist

$$\alpha_{org-DIC}^{(13)} = \alpha_{org-aq}^{(13)} \alpha_{aq-DIC}^{(13)} \quad (4.20)$$

der $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Fraktionierungsfaktor zwischen organischem Kohlenstoff und gelöstem Gesamtkohlenstoff. Die Fraktionierung zwischen partikulärem organischen Material und gelöstem CO_2 [mol m^{-3}] wird nach folgender Gleichung bestimmt, die auf Untersuchungen von Jasper et al. (1994) basiert:

$$\alpha_{org-aq}^{(13)} = 0.973 + \frac{1.3 \cdot 10^{-4}}{[\text{CO}_2(aq)]} \quad (4.21)$$

Die Isotopenfraktionierung zwischen gelöstem CO_2 und Gesamtkohlenstoff in Gleichung (4.20) ist

$$\alpha_{aq-DIC}^{(13)} = \frac{\alpha_{aq-g}^{(13)}}{\alpha_{DIC-g}^{(13)}} \quad (4.22)$$

und somit identisch zum rechten Term in Gleichung (4.7) und kann über die dort angegebene Beziehung bestimmt werden. $^{14}\text{C}/\text{C}$ -Fraktionierungskoeffizienten können schließlich mit Hilfe von Gleichung (2.24) berechnet werden. Abbildung 4.5 zeigt die Stärke der Isotopenfraktionierung bei der Photosynthese $\alpha_{org-DIC}^{(13)}$ als Funktion von $[\text{CO}_2(aq)]$ für unterschiedliche Wassermassen.

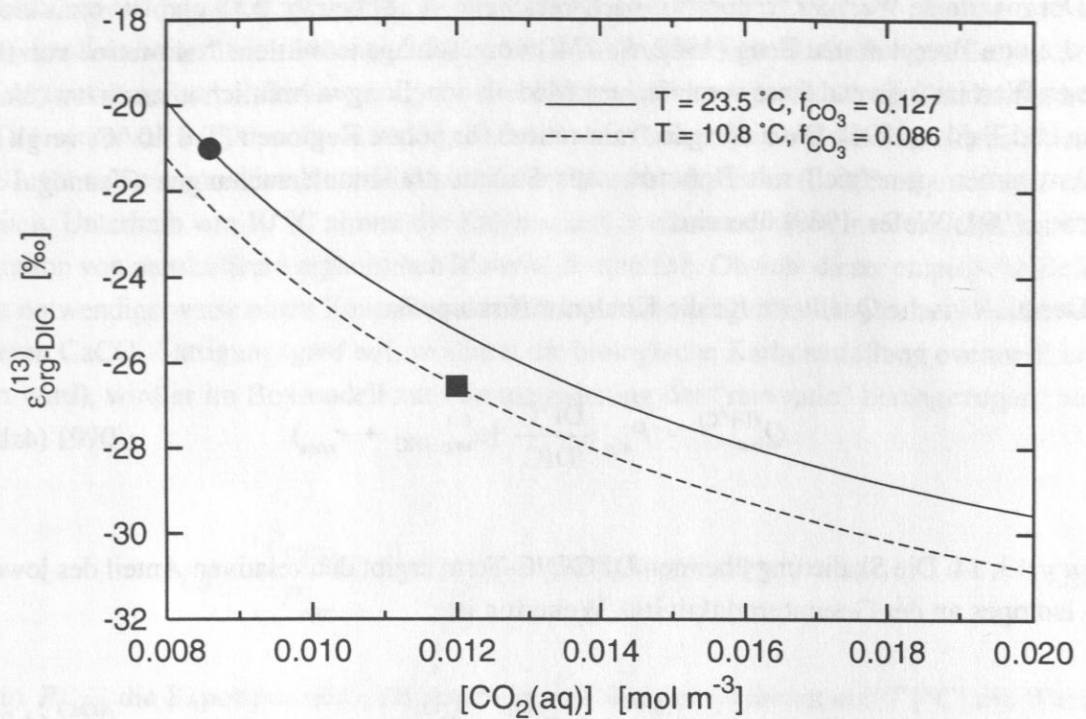


Abb. 4.5: $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenfraktionierung zwischen organischem Material und gelöstem anorganischen Gesamtkohlenstoff für eine typische subtropische (●) bzw. subpolare (■) Wassermasse.

b) Gasaustausch, $Q_{\text{gas}}^{(\eta)}$

Der Austausch von Kohlendioxid zwischen Atmosphäre und Ozean lässt sich für jede Oberflächenbox mittels der folgenden Gleichung beschreiben (Erläuterung der Symbole s. Gl. 4.1):

$$Q_{\text{gas}}^{(\text{DIC})} = A \kappa \gamma (p\text{CO}_2 - p\text{CO}_2(\text{aq})) \quad (4.23)$$

Entsprechend folgt aus Gleichung (4.2) für die Kohlenstoffisotope ($n = 13, 14$):

$$Q_{\text{gas}}^{(\text{DI}^n\text{C})} = A \kappa \gamma \left(\alpha_{\text{ao}}^{(n)} p\text{CO}_2 R_a^{(n)} - \alpha_{\text{oa}}^{(n)} p\text{CO}_2(\text{aq}) R_{\text{aq}}^{(n)} \right) \quad (4.24)$$

Der CO_2 -Partialdruck des Wassers, $p\text{CO}_2(\text{aq})$ wird zu jedem Zeitschritt aus [ALK] und [DIC] bestimmt. Dazu wird das Gleichungssystem (2.2), (2.5), (2.6), (2.7), (2.8), (2.10), (2.11) und (2.12) unter Berücksichtigung des Phosphatanteils an der Gesamtalkalinität iterativ gelöst (Peng

et al., 1987). Schließlich gilt:

$$Q_{gas}^{(PO_4)} = Q_{gas}^{(ALK)} = 0. \quad (4.25)$$

c) Radioaktiver Zerfall, $Q_{phy}^{(\eta)}$

Der radioaktive Zerfall von ^{14}C erfolgt nach dem Zerfallsgesetz und ist proportional zur vorhandenen ^{14}C -Menge:

$$Q_{phy}^{(DI^{14}C)} = -\lambda DI^{14}C = -\lambda [DI^{14}C] V. \quad (4.26)$$

Außerdem ist:

$$Q_{phy}^{(DIC)} = Q_{phy}^{(DI^{13}C)} = Q_{phy}^{(ALK)} = Q_{phy}^{(PO_4)} = 0. \quad (4.27)$$

4.3.2 Aphotische Zone

In der aphotischen Zone des Modellozeans, d. h. in den Boxen unterhalb der Oberflächenboxen, werden die aus der photischen Zone exportierten biogenen Partikel remineralisiert. Da im Boxmodell kein Sedimentreservoir existiert, muß das gesamte partikuläre Material in der Wassersäule abgebaut werden, um eine ausgeglichene Massenbilanz zu erhalten. Aus der mittleren vertikalen Sinkgeschwindigkeit biogener Partikel (100 m d^{-1} ; vergl. Abschnitt 2.3.1) sowie der maximalen Tiefe der ozeanischen Boxen ($z_{max} = 5000 \text{ m}$) resultiert eine maximale Absinkzeit von 50 d. Da dies wesentlich kürzer ist als der Zeitschritt des Boxmodells (1 a), kann eine sofortige Verfügbarkeit der exportierten Partikel in der gesamten Wassersäule angenommen werden. (Wie bereits erwähnt, wird ein lateraler Partikeltransport im Boxmodell nicht berücksichtigt.)

Aus Sedimentfallenuntersuchungen lassen sich empirische Beziehungen zwischen Partikelfluß und Wassertiefe ableiten. Für partikuläres organisches Material wird im Modell der folgende von Martin et al. (1987) beschriebene Zusammenhang verwendet (Abb. 4.6):

$$F_{org}(z) = P_{exp} \left(\frac{z}{z_0} \right)^{-a} \quad z \geq z_0, \quad (4.28)$$

mit:

- $F_{org}(z)$: Fluß des partikulären organischen Materials in der Tiefe z [mol a^{-1}],
 z : Wassertiefe [m],
 P_{exp} : C_{org} -Exportproduktivität aus Gleichung (4.15),
 z_0 : Tiefe der photischen Zone (100 m) sowie
 a : Skalenkoeffizient, $a = 0.55$.

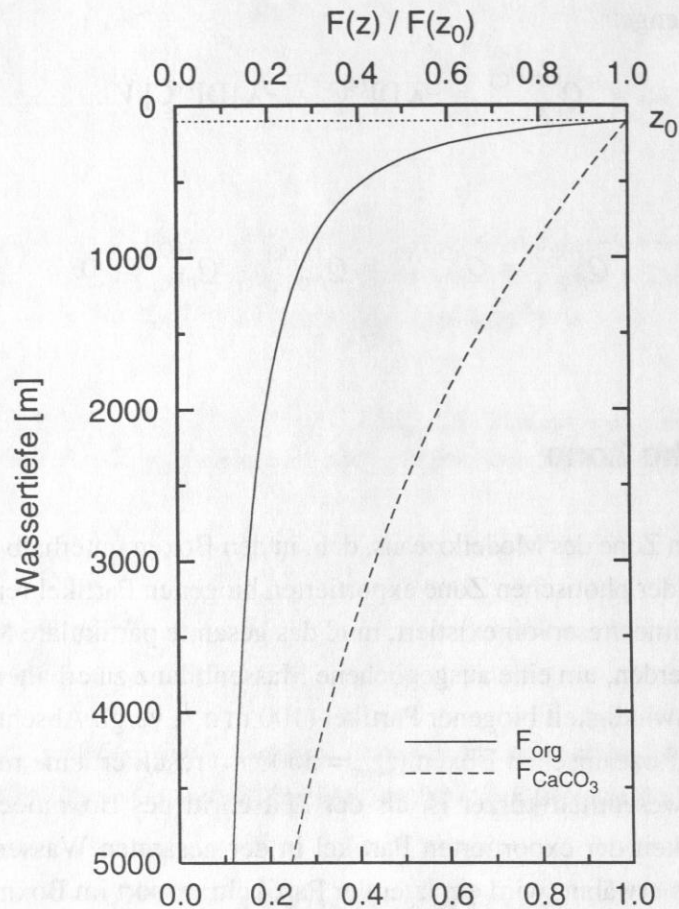


Abb. 4.6: Normalisierte Flüsse von partikulärem organischen Material und biogenem Karbonat als Funktion der Wassertiefe. $z_0 = 100$ m markiert die Tiefe der photischen Zone (vergl. Gl. 4.28 und 4.29).

Der gewählte Skalenkoeffizient ist kleiner als der von Martin et al. (1987) vorgeschlagene Wert (0.858), wodurch relativ mehr partikuläres organisches Material in größere Wassertiefen gelangen kann. In Abschnitt 5.1.3 wird gezeigt, daß sich hierdurch im globalen Mittel eine realistischere Stoffverteilung im Ozean ergibt. Da der von Martin et al. (1987) ermittelte Skalenkoeff-

fizient auf Sedimentfallenuntersuchungen aus dem Nordwest-Pazifik basiert, darf sicherlich nicht von einer globalen Gültigkeit dieses Koeffizienten ausgegangen werden (vergl. Schlitzer, 1998). Auf der anderen Seite erscheint der funktionale Zusammenhang in Gleichung (4.28) im globalen Mittel zuzutreffen (z. B. Daten in Anderson und Sarmiento, 1994).

Der Fluß von biogenem Karbonat durch die Wassersäule wird folgendermaßen beschrieben (Heinze, 1990):

$$F_{\text{CaCO}_3}(z) = P_{\text{CaCO}_3} \exp\left(\frac{z_0 - z}{L}\right) \quad z \geq z_0. \quad (4.29)$$

Darin bedeuten:

$F_{\text{CaCO}_3}(z)$: Fluß des biogenen partikulären Karbonats in der Tiefe z [mol a^{-1}],
 P_{CaCO_3} : CaCO_3 -Exportproduktivität aus Gleichung (4.18) und
 L : Längenskala, $L = 3500$ m.

Aus Abbildung 4.6 ist ersichtlich, daß der Fluß von partikulärem Karbonat unterhalb der photischen Zone langsamer abnimmt als der des partikulären organischen Materials. Dadurch steigt das Verhältnis von F_{CaCO_3} zu F_{org} mit zunehmender Tiefe an, was in Übereinstimmung mit Sedimentfallenuntersuchungen steht (Tsunogai und Noriki, 1991; Wefer, 1993).

Zu jedem Zeitschritt wird das aus der photischen Zone exportierte partikuläre Material gemäß den Gleichungen (4.28) und (4.29) in den aphotischen Boxen unterhalb der entsprechenden Oberflächenbox verteilt. Sei J_\bullet die Ableitung der vertikalen Stoffflüsse nach der Tiefe

$$J_{\text{org}}(z) = \frac{dF_{\text{org}}}{dz} \quad \text{bzw.} \quad J_{\text{CaCO}_3}(z) = \frac{dF_{\text{CaCO}_3}}{dz}, \quad (4.30)$$

dann ist der in einer Box mit dem Tiefenintervall $[z_1, z_2]$ (mit $z_0 \leq z_1 < z_2$ und $z_2 \leq z_{\text{max}} = 5000$ m) durch Remineralisation hervorgerufene relative Stofffluß β_\bullet :

$$\beta_{\text{org}} = \frac{\int_{z_1}^{z_2} J_{\text{org}}(z) dz}{\int_{z_0}^{z_{\text{max}}} J_{\text{org}}(z) dz} \quad \text{bzw.} \quad \beta_{\text{CaCO}_3} = \frac{\int_{z_1}^{z_2} J_{\text{CaCO}_3}(z) dz}{\int_{z_0}^{z_{\text{max}}} J_{\text{CaCO}_3}(z) dz}. \quad (4.31)$$

Für die biologischen Quellterme der Gleichung (4.8) erhält man aus den Gleichungen (4.14), (4.16), (4.17) und (4.19) somit:

$$Q_{bio}^{(PO_4)} = -\beta_{org} \frac{P_{exp}}{r_{CP}}, \quad (4.32)$$

$$Q_{bio}^{(DIC)} = -P_{exp} (\beta_{org} + \beta_{CaCO_3} r_{rain}), \quad (4.33)$$

$$Q_{bio}^{(ALK)} = -P_{exp} (-\beta_{org} r_{NC} + 2\beta_{CaCO_3} r_{rain}) \quad (4.34)$$

und

$$Q_{bio}^{(DI^n C)} = -P_{exp} \frac{DI^n C}{DIC} (\beta_{org} \alpha_{org-DIC}^{(n)} + \beta_{CaCO_3} r_{rain}). \quad (4.35)$$

Darin ist P_{exp} die Exportproduktivität derjenigen Oberflächenbox, die sich über der betrachteten aphotischen Box befindet, und $n = 13, 14$ bezeichnet das entsprechende Kohlenstoffisotop in Gleichung (4.35).

Da die aphotischen Boxen nicht im direkten Gasaustausch mit der Atmosphäre stehen, ist

$$Q_{gas}^{(PO_4)} = Q_{gas}^{(DIC)} = Q_{gas}^{(DI^{13}C)} = Q_{gas}^{(DI^{14}C)} = Q_{gas}^{(ALK)} = 0. \quad (4.36)$$

Die radioaktiven Zerfallsterme für die aphotischen Boxen sind identisch zu den Gleichungen (4.26) und (4.27).

4.4 Übertragung der OGCM-Ergebnisse auf das Boxmodell

Wie bereits mehrfach erwähnt wurde, werden die Ergebnisse des ozeanischen Zirkulationsmodells (Abschn. 3) als Antrieb für das Boxmodell verwendet. Dabei werden vom OGCM die folgenden Parameter an das Boxmodell übergeben (Abb. 4.7): 1) Die Boxgeometrie, d. h. eine Boxkonfiguration, durch welche die modellierte ozeanische Zirkulation optimal repräsentiert wird (dies beinhaltet implizit Boxvolumina und -tiefen). 2) Wassertransporte zwischen den

Boxen. 3) Temperaturen und Salzgehalte der obersten OGCM-Schicht, die im Kohlenstoffmodell der photischen Zone entspricht.

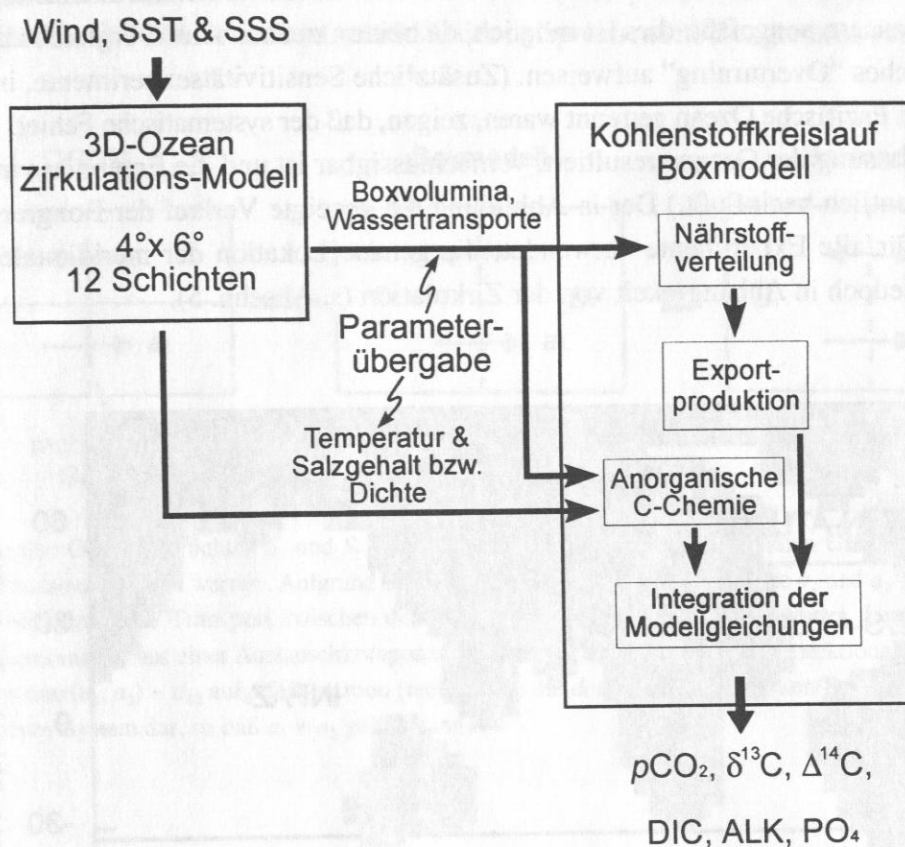


Abb. 4.7: Schematische Darstellung der Modellkonfiguration. Das ozeanische Zirkulationsmodell generiert auf der Basis vorgegebener Oberflächenrandbedingungen (Wind, Temperatur [SST] und Salzgehalt [SSS]), die für den Antrieb des Boxmodells notwendigen Parameter.

Den Ausgangspunkt der Parameterübertragung bildet die Festlegung der Boxgrenzen. Für die hier durchgeführten Experimente mit dem Boxmodell wurde eine Modellkonfiguration benutzt, die aus 5 Boxstapeln mit jeweils 3 tiefen Boxen besteht. Abbildung 4.8 zeigt die horizontalen Begrenzungen der Boxen: in zonaler Richtung bilden Kontinente nördlich von ca. 30°S natürliche Boxgrenzen, während die meridionalen Abgrenzungen in Abhängigkeit von der modellierten Zirkulation festgelegt werden. Letzteres erfolgt im wesentlichen mit Hilfe des meridionalen "Overturnings" (Abb. 3.1, 3.3 und 3.5); daneben werden auch die zonal integrierten Temperatur- und Salzgehaltsfelder (nicht gezeigt) des OGCMs mit herangezogen. Die meridionalen Boxgrenzen korrespondieren in der Regel mit großskaligen ozeanischen Fronten.

Die Begrenzung des Nordatlantiks wird so gewählt, daß er die Konvektionsgebiete enthält, in denen die NADW-Produktion stattfindet. Der subpolare Südozean wird durch die Lage der Polarfront vom Zentral-/Südatlantik abgetrennt. Der polare Südozean wird hiervon separiert, um eine bessere Repräsentation der AABW-Bildung, die in der Weddell- und Ross-See stattfindet, im Boxmodell zu erreichen. Indischer und Pazifischer Ozean werden aus Effizienzgründen im Boxmodell zusammengefaßt; dies ist möglich, da beide Ozeane — im Vergleich zum Atlantik — ein ähnliches “Overturning” aufweisen. (Zusätzliche Sensitivitätsexperimente, in denen der Indische und Pazifische Ozean getrennt waren, zeigen, daß der systematische Fehler, der aus der Zusammenfassung der Ozeane resultiert, vernachlässigbar ist und die Ergebnisse in Abschnitt 5 nicht wesentlich beeinflusst.) Der in Abbildung 4.8 gezeigte Verlauf der Boxgrenzen wurde prinzipiell für alle Experimente verwendet; die genaue Lokation der meridionalen Grenzen ändert sich jedoch in Abhängigkeit von der Zirkulation (s. Abschn. 5).

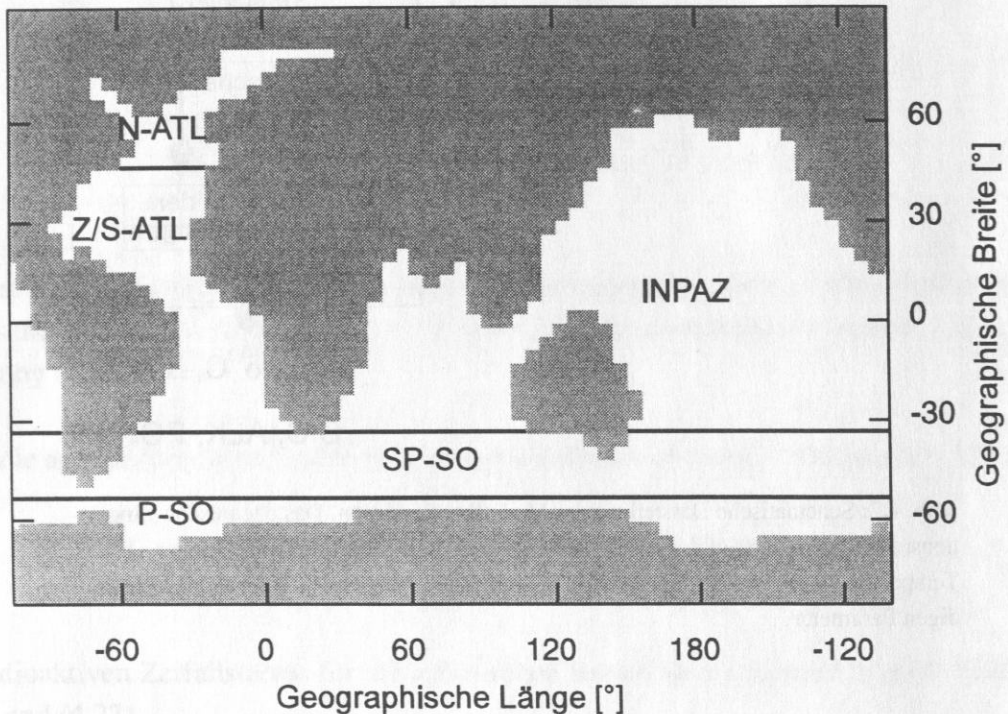


Abb. 4.8: Einteilung der OGCM-Domäne in Gebiete für das Boxmodell (N-ATL: Nordatlantik; Z/S-ATL: Zentral-/Südatlantik; INPAZ: Indo-Pazifik; SP-SO: subpolarer Südozean; P-SO: polarer Südozean).

Nach der erfolgten Festlegung der Boxgrenzen erhält man die horizontalen/vertikalen Wassertransporte für jede OGCM-Schicht — innerhalb der Boxgrenzen — aus der Integration der meridionalen/vertikalen OGCM-Geschwindigkeitskomponenten über die jeweiligen Grenzflächen. Da das Boxmodell eine geringere Vertikalauflösung aufweist als das OGCM (4 Boxen

gegenüber 12 Schichten), müssen bei der Übertragung der OGCM-Daten auf das Boxmodell mehrere OGCM-Schichten kombiniert werden. Hierbei wird so verfahren, daß, soweit möglich, übereinanderliegende Schichten mit identischer Transportrichtung in einer Box zusammengefaßt werden. Die Vorgehensweise im Fall nicht gleichsinniger OGCM-Transporte ist in Abbildung 4.9 dargestellt. Außerdem werden die Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt sowie die Volumina für alle OGCM-Schichten innerhalb der entsprechenden Boxgrenzen bestimmt.

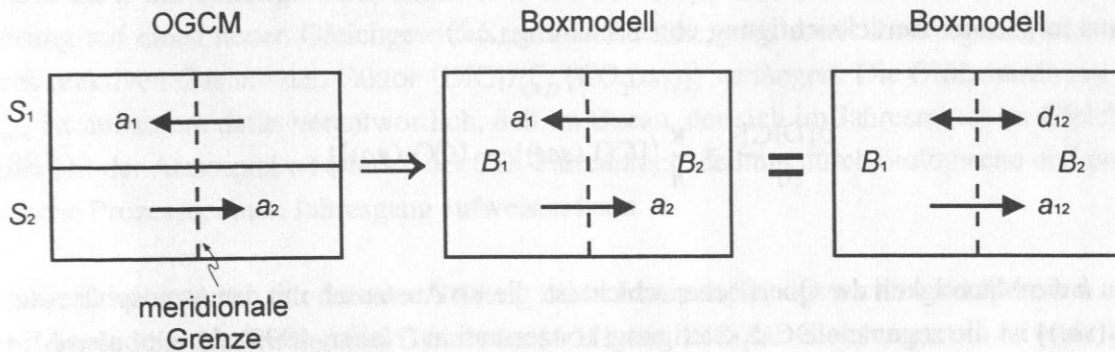


Abb. 4.9: Die OGCM-Schichten S_1 und S_2 (links) sollen beiderseits der meridionalen Grenze zu jeweils einer Box zusammengefaßt werden. Aufgrund der entgegengesetzten Wassertransporte a_1 und a_2 ($a_i \geq 0$) entsteht ein bidirektionaler Transport zwischen den resultierenden Boxen B_1 und B_2 (Mitte). Letzterer kann auch als Kombination aus einer Austauschkomponente $d_{12} = \min(a_1, a_2)$ mit einer unidirektionalen Komponente $a_{12} = \max(a_1, a_2) - d_{12}$ aufgefaßt werden (rechts; NB: die dargestellten Schichten/Boxen stellen kein geschlossenes System dar, so daß $a_1 \neq a_2$ gelten kann).

4.5 Charakteristische Zeitkonstanten chemischer Gleichgewichte

Um die Verteilung der unterschiedlichen Kohlenstoffisotope in den Ozeanen besser zu verstehen, ist es sinnvoll, die charakteristischen Zeitskalen zu bestimmen, auf denen sich chemische Gleichgewichte in bezug auf den Kohlenstoffaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre einstellen. Dies kann mit Hilfe von charakteristischen Zeitkonstanten⁸ geschehen, die festlegen, auf welchen Zeitskalen kleine Störungen eines Gleichgewichtszustandes zwischen Ozean und Atmosphäre abgebaut werden. Die folgenden Überlegungen basieren auf der Annahme, daß sich der Gasaustausch durch ein lineares Gleichungssystem beschreiben läßt. Diese Annahme stellt für kleine Störungen eines Gleichgewichtszustandes eine realistische Approximation dar.

⁸Die charakteristische Zeitkonstante eines linearen Systems ist die Zeit ("e-folding" Zeit), in der $1/e = 0.63$ (63 %) einer anfänglichen Störung eines Gleichgewichtszustandes abgebaut werden. Für das lineare System $dC/dt = aC$ ist die charakteristische Zeitkonstante $\tau = |a|^{-1}$.

Die erste relevante Zeitkonstante betrifft die Veränderung der Gesamtkohlenstoffkonzentration im Oberflächenwasser. Aus der Kombination der Gleichungen (4.8) und (4.23) erhält man:

$$V \frac{\partial [\text{DIC}]}{\partial t} = A \kappa \gamma (p\text{CO}_2 - p\text{CO}_2(\text{aq})) . \quad (4.37)$$

Daraus folgt unter Berücksichtigung von Gleichung (2.2)

$$\frac{\partial [\text{DIC}]}{\partial t} = \frac{\kappa}{h} ([\text{CO}_2(\text{sat})] - [\text{CO}_2(\text{aq})]) , \quad (4.38)$$

worin h die Mächtigkeit der Oberflächenschicht ist, die im Austausch mit der Atmosphäre steht; $[\text{CO}_2(\text{sat})]$ ist die sogenannte CO_2 -Sättigungskonzentration (Najjar, 1992). Im globalen Mittel beträgt h ca. 100 m, während der mittlere Wert der Austauschgeschwindigkeit κ ca. 20 cm h^{-1} beträgt (Broecker und Peng, 1974). Mit diesen Werten ergibt sich für die Zeitkonstante, welche die Änderung der Gesamtkohlenstoffkonzentration durch Gasaustausch charakterisiert:

$$\tau_{\text{gas}} = \frac{h}{\kappa} \approx \frac{100 \text{ m}}{0.2 \text{ m h}^{-1}} = 500 \text{ h} \approx 21 \text{ d} . \quad (4.39)$$

Ein Teil des durch den Ozean aufgenommenen Kohlendioxids reagiert chemisch mit dem Oberflächenwasser, wobei Bikarbonationen gebildet werden (Gl. 2.3). Um die typische Zeitskala abzuschätzen, auf der $[\text{CO}_2(\text{aq})]$ und somit der CO_2 -Partialdruck im Wasser auf eine Störung reagiert, wird Gleichung (2.14) nach $\partial[\text{DIC}]$ aufgelöst und das Ergebnis in Gleichung (4.38) eingesetzt. Anschließendes Umgruppieren und Multiplikation mit der Löslichkeit γ ergibt dann

$$\frac{\partial [\text{CO}_2(\text{aq})]}{\partial t} = \frac{\kappa}{h} \frac{\zeta_D [\text{CO}_2(\text{aq})]}{[\text{DIC}]} ([\text{CO}_2(\text{sat})] - [\text{CO}_2(\text{aq})]) . \quad (4.40)$$

Für kleine Störungen des Gleichgewichtes kann der Faktor $\zeta_D [\text{CO}_2(\text{aq})]/[\text{DIC}]$ als konstant angesehen werden. Mit den Werten für ζ_D und $[\text{DIC}]$ aus Abschnitt 2.2 sowie $[\text{CO}_2(\text{aq})] = 0.01 \text{ mol m}^{-3}$ ergibt sich die folgende Zeitkonstante für die Reaktion des gelösten Kohlendioxids:

$$\begin{aligned}\tau_{chem} &= \frac{h}{\kappa} \frac{[DIC]}{\zeta_D [CO_2(aq)]} = \tau_{gas} \frac{[DIC]}{\zeta_D [CO_2(aq)]} \\ &\approx 21 \text{ d} \frac{2.05 \text{ mol m}^{-3}}{11.5 \cdot 0.01 \text{ mol m}^{-3}} = 374 \text{ d} \approx 1 \text{ a} .\end{aligned}\quad (4.41)$$

Die Zeit, die benötigt wird, damit sich der der CO_2 -Partialdruck im Wasser nach einer Störung auf einen neuen Gleichgewichtszustand einstellt, wird somit im Vergleich zu einem nicht-reaktiven Gas um den Faktor $[DIC]/(\zeta_D [CO_2(aq)])$ verlängert. Die Größenordnung von τ_{chem} ist außerdem dafür verantwortlich, daß im Ozean, der sich im Jahresmittel im Gleichgewicht mit der Atmosphäre befindet, der CO_2 -Partialdruck, bedingt durch biologische und physikalische Prozesse, einen Jahresgang aufweisen kann.

Die Zeitkonstante, mit der eine Störung eines Isotopengleichgewichtes kompensiert wird, kann analog zur Herleitung von Gleichung (4.38) mit Hilfe der Gleichungen (4.8) und (4.24) abgeschätzt werden — man erhält so:

$$\frac{\partial [DI^n C]}{\partial t} = \frac{\kappa}{h} \left(\alpha_{ao}^{(n)} [CO_2(sat)] R_a^{(n)} - \alpha_{oa}^{(n)} [CO_2(aq)] R_{aq}^{(n)} \right) . \quad (4.42)$$

Da hier nur eine Störung des Isotopengleichgewichtes untersucht werden soll, können folgende Näherungen gemacht werden: $[CO_2(sat)] \approx [CO_2(aq)]$ und $R_{\bullet}^{(n)} \approx [DI^n C]/[DIC]$ mit $[DIC] \approx \text{const}$. Damit ergibt sich aus Gleichung (4.42):

$$\frac{\partial [DI^n C]}{\partial t} = \frac{\kappa}{h} \frac{[CO_2(aq)]}{[DIC]} \left(\alpha_{ao}^{(n)} DI^{(n)} C_a - \alpha_{oa}^{(n)} DI^{(n)} C_{aq} \right) \quad (4.43)$$

und schließlich für die gesuchte Zeitkonstante:

$$\begin{aligned}\tau_{isot} &= \frac{h}{\kappa} \frac{[DIC]}{[CO_2(aq)]} = \tau_{gas} \frac{[DIC]}{[CO_2(aq)]} \\ &\approx 21 \text{ d} \frac{2.05 \text{ mol m}^{-3}}{0.01 \text{ mol m}^{-3}} = 4305 \text{ d} \approx 12 \text{ a} .\end{aligned}\quad (4.44)$$

Das bedeutet, daß eine Wassermasse mindestens 12 a im Gasaustausch mit der Atmosphäre stehen muß, damit sich ein Isotopengleichgewicht zwischen Atmosphäre und Ozean einstellt. Dieser Zusammenhang erklärt, warum Antarktisches Bodenwasser (AABW) bereits unmittelbar nach seiner Bildung ein ^{14}C -Alter von ca. 1300 a aufweist (vergl. Abb. 2.2): AABW entsteht durch Konvektion im Weddell- bzw. Ross-Meer. Dabei gelangt "vorgealtertes" Tiefenwasser in Kontakt zur Atmosphäre. Die Verweilzeit dieser Wassermassen in der Oberflächenschicht ist jedoch zu kurz, um das Alter deutlich zu reduzieren.

Die Verhältnisse der Zeitkonstanten $\tau_{\text{gas}}:\tau_{\text{chem}}:\tau_{\text{isot}} \approx 0.1:1:12$ a stimmen größenordnungsmäßig mit den von Broecker und Peng (1974) bestimmten Verhältnissen überein. (Diese Autoren schätzen entsprechende Umwälzzeiten, die praktisch identisch zu den hier bestimmten charakteristischen Zeitkonstanten sind [Rohde, 1992].)

5 Boxmodell-Experimente I — Zeitscheiben

In den folgenden Abschnitten wird das im vorherigen Abschnitt beschriebene Boxmodell verwendet, um den marinen Kohlenstoffkreislauf und dessen Auswirkung auf den atmosphärischen CO_2 -Gehalt für die drei Zeitscheiben vorindustrieller Zustand (MOD), letztes glaziales Maximum (LGM) und das Schmelzwasserereignis vor 13.5 ^{14}C ka BP (SWE) zu modellieren. Bei diesen Experimenten wird die zeitliche Entwicklung von Modellgrößen nicht berücksichtigt; stattdessen sind nur die resultierenden (quasi)-Gleichgewichtszustände von Interesse. Die ozeanographischen Randbedingungen für das Boxmodell basieren auf den bereits beschriebenen OGCM-Experimenten für diese drei Zeitscheiben (Abschn. 3).

Die Modellergebnisse werden mit paläozeanographischen Daten bzw. heutigen Meßdaten verglichen. Weiterhin werden diverse Experimente durchgeführt, um die Sensitivität des Boxmodells gegenüber unterschiedlichen Parametrisierungen abzuschätzen.

5.1 Vorindustrieller Zustand — Kontrollexperiment

5.1.1 Konfiguration des Boxmodells

Die auf den OGCM-Ergebnissen basierende Boxkonfiguration des Kontrollexperimentes ist in Abbildung 5.1 gezeigt. Intensive Konvektion in hohen Breiten führt im OGCM zu einer starken vertikalen Durchmischung der Wassersäule. Aus diesem Grund lassen sich die Wassermassen unterhalb der photischen Zone im Nordatlantik bzw. polaren Südozean durch jeweils eine Box repräsentieren. Insgesamt umfaßt die Konfiguration des Boxmodells somit 16 aktive ozeanische Boxen⁹.

Die Anzahl der Boxen und ihre Konfiguration ist hinreichend, um die wesentlichen Elemente der modellierten OGCM-Zirkulation wiederzugeben: Im Nordatlantik (Box 6) werden insgesamt 21.5 Sv NADW produziert, von denen 9.5 Sv ($w_{12,13} - w_{18,17}$) in den Südozean exportiert werden. In die Bodenwasserbox des Zentral-/Südatlantiks (Box 17) strömen von Süden 8 Sv AABW und von Norden 2 Sv NADW ein. Ein weiteres wichtiges Zirkulationselement bildet der Einstrom von 9 Sv AAIW in den Atlantik, der durch den Transport von Box 8 nach Box 7 repräsentiert wird. Im Nordatlantik mußten geringfügige Änderungen der aus dem OGCM diagnostizierten Zirkulation vorgenommen werden, um eine realistische Stoffverteilung im Modell zu erhalten: 1) Aufgrund der Bodentopographie existiert an der Grenze zwischen dem Zentral-/Südatlantik und dem Nordatlantik bei 48°N keine Verbindung unterhalb von 3700 m.

⁹Mit $N = 5$ Oberflächenboxen und $M = 3$ tiefen Boxen ergibt sich eine Gesamtzahl von $K = 20$ Boxen in der Boxmatrix (vergl. Abb. 4.1). Die Boxen mit den Indizes 11, 14, 16 und 19 sind jedoch deaktiviert, so daß sich eine Zahl von $K_G = 16$ aktiven Boxen ergibt.

Kontrollexperiment

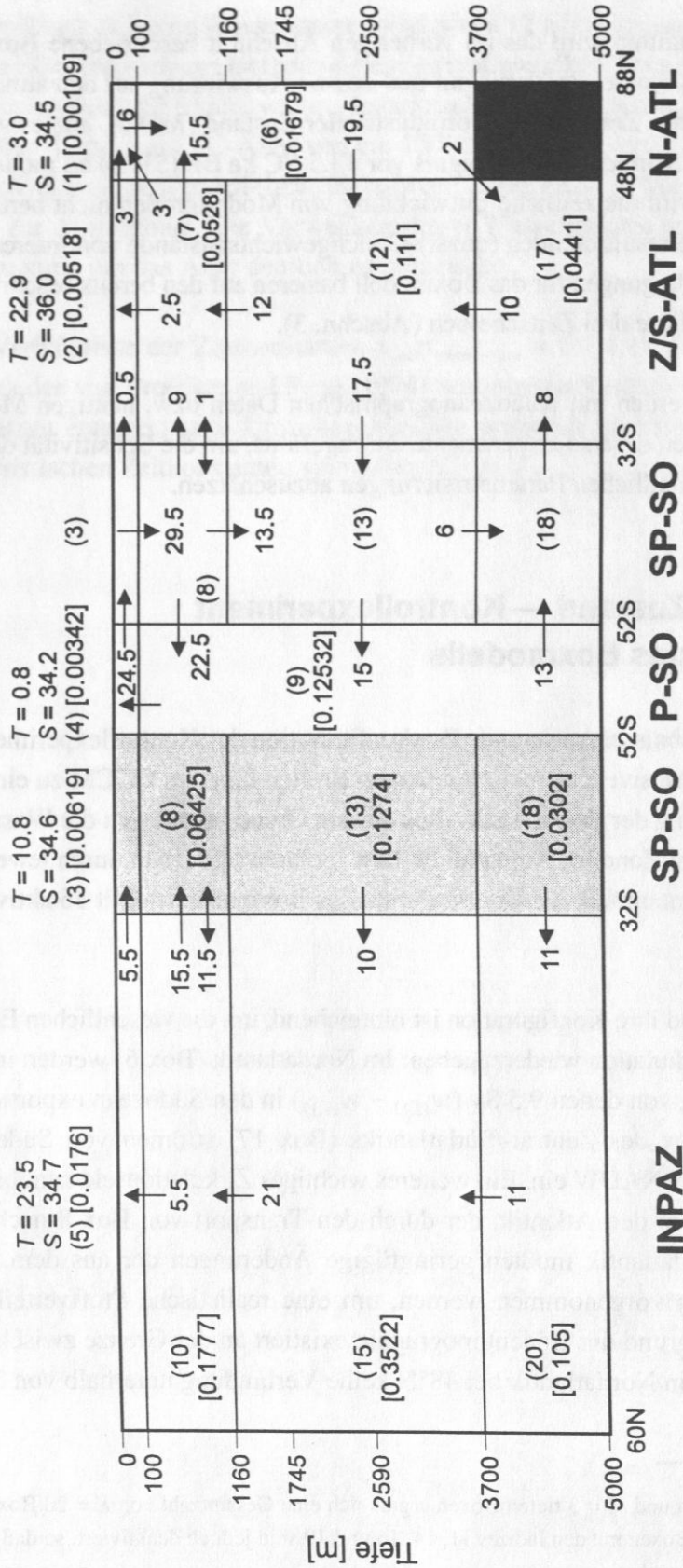


Abb. 5.1: Boxkonfiguration des Kontrollexperimentes. Abkürzungen: N-ATL: Nordatlantik; Z/S-ATL: Zentral-/Südatlantik; SP-SO: subpolarer Südozean; P-SO: polarer Südozean und INPAZ: Indo-Pazifik. Zahlen in runden/eckigen Klammern geben Boxnummer/-volumen [10^{18} m³] an. Einfache/doppelte Pfeile markieren uni-/bi-

direktionale Wassertransporte. Zahlen neben den Pfeilen geben die Wassertransporte in Sv [$1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$] an. Angaben von Temperaturen (T in $^{\circ}\text{C}$) und Salzgehalten (S in [psu]) beziehen sich auf die Oberflächenboxen. Die meridionalen Boxgrenzen sind am unteren Rand der Abbildung angegeben. Der SP-SO ist wegen seiner globalen Erstreckung zweimal dargestellt (einmal hellgrau unterlegt); vertikale Wassertransporte sind nur einmal gezeigt. Die dunkelgraue Fläche im N-ATL markiert den Meeresboden. Die Darstellung der Boxen ist nicht volumengetreu.

directional water transports. Numbers next to the arrows give the water transports in Sv [$1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$]. Numbers in round/rectangular brackets give box number/-volume [10^{18} m^3]. Simple/double arrows mark uni-/bi-directional water transports. Numbers next to the arrows give the water transports in Sv [$1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$]. The dark grey area in the N-ATL marks the seafloor. The meridional box boundaries are given at the bottom of the figure. The SP-SO is shown twice because of its global extension (once shaded light grey); vertical water transports are shown only once. The dark grey area in the N-ATL marks the seafloor. The meridional box boundaries are given at the bottom of the figure. The SP-SO is shown twice because of its global extension (once shaded light grey); vertical water transports are shown only once.

Im OGCM findet ein bodennaher Einstrom von NADW in den Zentralatlantik etwas südlich von 48°N statt (Seidov, pers. Mittlg.). Dieser Transport kann aufgrund der rechtwinkligen Geometrie des Boxmodells (meridionale Boxengrenzen müssen in der bestehenden Modellversion unabhängig von der Wassertiefe sein) nicht direkt vom OGCM auf das Boxmodell übertragen werden und wird durch den Transport von Box 6 nach Box 17 parametrisiert. 2) Ein ähnliches Problem tritt bei der oberflächennahen Zirkulation im Nordatlantik auf. Im OGCM kann aufgrund der vertikalen Auflösung ein Aufsteigen der Isopyknen simuliert werden. Die entsprechenden Wassertransporte, die entlang der Isopyknen erfolgen, werden im Boxmodell durch den Transport von Box 7 nach Box 1 repräsentiert. 3) Die geringe vertikale Auflösung des OGCMs im Bereich der ozeanischen Deckschicht führt zu einem nach Süden gerichteten Ekmantransport bei 48°N im Atlantik (Seidov, pers. Mittlg.). Dieses unrealistische Zirkulationsmuster wurde im Boxmodell durch einen nordwärtigen Wassertransport von Box 2 nach Box 1 ersetzt. Die unter (1) und (2) genannten Anpassungen der diagnostizierten OGCM-Transporte wurde so vorgenommen, daß die NADW-Produktionsrate im Boxmodell der des OGCMs entspricht (21.5 Sv).

Das ästuarine Zirkulationsmuster des Indo-Pazifiks (vergl. Abb. 3.2) läßt sich in ausreichender Genauigkeit durch die Boxgeometrie darstellen. Für den Südozean resultiert die Übertragung der OGCM-Ergebnisse auf das Boxmodell in einer großskaligen Zirkulation, die durch Auftrieb im polaren Südozean ($w_{9,4} = 24.5$ Sv) und anschließendes Absinken im subpolaren Südozean bestimmt wird. Die AABW-Bildung erfolgt zu ca. 70 % im polaren Südozean ($w_{9,18} = 13$ Sv); im subpolaren Südozean werden weitere 6 Sv ($w_{13,18}$) Tiefenwasser in das AABW eingemischt.

Die vertikalen Diffusionskoeffizienten wurden in Abhängigkeit von der Tiefe festgelegt: Der Stoffaustausch zwischen den Oberflächenboxen und den direkt darunter befindlichen Boxen wurde mit einem Austauschkoeffizienten von $1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ parametrisiert; für tiefere Wasserschichten wurde dieser Wert um die Hälfte reduziert. Diese Tiefenabhängigkeit der Diffusionskoeffizienten steht scheinbar im Widerspruch zu ozeanographischen Befunden, die auf zunehmende Diffusionskoeffizienten mit steigender Wassertiefe hindeuten (Gargett, 1984). Ursache für diesen Gegensatz ist die unterschiedliche physikalische Bedeutung der vertikalen Diffusion in Ozean-Zirkulationsmodellen und biogeochemischen Boxmodellen. In OGCMs werden hierüber subskalige turbulente Austauschprozesse parametrisiert, während in Boxmodellen insbesondere thermohaline Konvektionsprozesse und Winddurchmischung — also Prozesse, die in einem OGCM explizit aufgelöst werden — durch die vertikale Diffusion beschrieben werden (Joos et al., 1997). Da diese Austauschvorgänge in der ozeanischen Deckschicht besonders stark ausgeprägt sind, wurden im Boxmodell oberflächennah höhere Austauschkoeffizienten gewählt als im tiefen Ozean (vergl. Joos et al., 1997).

Das Boxmodell wurde ausgehend von einer homogenen Stoffverteilung (Tab. 5.1) für 10^5 Modelljahre integriert. Dieser Zeitraum ist lang genug, um einen Gleichgewichtszustand in be-

zug auf die DI^{14}C -Verteilung zu erhalten (für die übrigen Stoffe ist eine Integrationsdauer von $\sim 10^4$ Modelljahren ausreichend). Die Stoffinventare für DIC, ALK und PO_4 wurden so gewählt, daß sich die von Toggweiler und Sarmiento (1985) angegebenen mittleren Konzentrationen im Ozean ergeben, die auf den Messungen des GEOSECS-Programmes basieren. Die relativen Massenbilanzfehler im Boxmodell liegen nach 10^5 Modelljahren in der Größenordnung von 10^{-6} und können somit vernachlässigt werden. Weiterhin wird für den Modellozean ein durchschnittliches $\delta^{13}\text{C}$ des DIC von 0.55‰ angenommen (Toggweiler und Sarmiento, 1985). Die Atmosphäre wird mit dem vorindustriellen $p\text{CO}_2$ -Wert von $280\text{ }\mu\text{atm}$ (Barnola et al., 1987) sowie einem $\delta^{13}\text{C}$ des CO_2 von -6.44‰ (Friedli et al., 1984) initialisiert. Die atmosphärische ^{14}C -Produktionsrate wurde so eingestellt, daß sich im Gleichgewichtszustand $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}} = 0\text{‰}$ ergibt.

Tab. 5.1: Initiale Bedingungen/Parameter für das Kontrollexperiment. [...] kennzeichnet homogene initiale Konzentrationen in den ozeanischen Boxen (Toggweiler und Sarmiento, 1985). Das anfängliche $[\text{DI}^{13}\text{C}]$ bzw. $p^{13}\text{CO}_2$ wird aus den entsprechenden $\delta^{13}\text{C}$ -Werten bestimmt.

Parameter		Wert
$[\text{DIC}]_0$	Gesamtkohlenstoffkonzentration	2.258 mol m^{-3}
$[\text{ALK}]_0$	Alkalinität	2.371 Eqv. m^{-3}
$[\text{PO}_4]_0$	Phosphatkonzentration	$2.09\text{ }\mu\text{mol l}^{-1}$
$p\text{CO}_2$	atmosphärischer CO_2 -Partialdruck	$280\text{ }\mu\text{atm}$
$\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$	atmosphärisches $\delta^{13}\text{C}$	-6.44‰
$\delta^{13}\text{C}_{\text{oc}}$	mittleres ozeanisches $\delta^{13}\text{C}$	$+0.55\text{‰}$
D_v	vertikaler Diffusionskoeffizient	$1.0\text{ cm}^2\text{ s}^{-1}$ (Oberfläche) $0.5\text{ cm}^2\text{ s}^{-1}$ (sonst)
Φ_{14}	atmosphärische ^{14}C -Produktionsrate	$371.147\text{ mol a}^{-1}$

Berücksichtigt man statt der Ozeanoberfläche die gesamte Erdoberfläche, dann entspricht die gewählte Produktionsrate (Tab. 5.1) einer atmosphärischen ^{14}C -Produktion von $2.1\text{ }^{14}\text{C}$ -Atomen $\text{cm}^{-2}\text{ s}^{-1}$ und ist damit nur geringfügig kleiner als der von Damon und Sternberg (1989) geschätzte Durchschnittswert für das Holozän, der $2.4 \pm 0.2\text{ }^{14}\text{C}$ -Atome $\text{cm}^{-2}\text{ s}^{-1}$ beträgt.

Die zur Bestimmung der Exportproduktivität benötigten Phosphat-Referenzkonzentrationen wurden aus den gemessenen Phosphatkonzentrationen in 0, 50 und 100 m Wassertiefe (Levitus et al., 1993) für die entsprechenden Oberflächenboxen abgeschätzt. Die entsprechenden Werte sind in Tabelle 5.2 zusammengestellt. Die Festlegung der Gasaustauschkoeffizienten (Tab. 5.2) erfolgte in Anlehnung an Heimann und Monfray (1989; Tab. 4 darin).

Tab. 5.2: Gasaustauschkoeffizienten κ und Phosphat-Referenzkonzentrationen $[\text{PO}_4]^{(\text{ref})}$ (Levitus et al., 1993) für das Kontrollexperiment.

Oberflächen-box	κ [cm h ⁻¹]	$[\text{PO}_4]^{(\text{ref})}$ [μmol l ⁻¹]
N-ATL	25.0	0.59
Z/S-ATL	12.5	0.10
SP-SO	25.0	0.60
P-SO	6.0	1.80
INPAZ	12.5	0.30

5.1.2 Kontrollexperiment — Modellergebnisse/Bewertung

In diesem Abschnitt sollen die modellierten Stoffverteilungen bzw. ausgewählte Parameter des marinen Kohlenstoffkreislaufes des Kontrollexperimentes mit den entsprechen Meßwerten/ Abschätzungen verglichen werden. (Eine vollständige Auflistung aller Modellergebnisse befindet sich im Anhang.) Die atmosphärischen Kenngrößen (Tab. 5.3) stimmen gut mit den entsprechenden vorindustriellen Werten (Barnola et al., 1987; Friedli et al., 1984) überein. Dieser Umstand reflektiert jedoch nicht die Güte des Boxmodells, da insbesondere $p\text{CO}_2$ und $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ durch die Wahl der Modellparameter (s. Abschn. 5.1.1) festgelegt werden.

Tab. 5.3: Atmosphärische Kenngrößen im Kontrollexperiment.

Größe	Wert
$p\text{CO}_2$	280 μatm
$\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$	-6.55 ‰
$\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$	0.0 ‰

Die Verteilungen von $[\text{PO}_4]$, $[\text{DIC}]$, $[\text{ALK}]$, $\delta^{13}\text{C}$ sowie $\Delta^{14}\text{C}$ in den ozeanischen Boxen sind in den Abbildungen 5.2 bis 5.6 dargestellt. Als Vergleichsdaten wurden die Daten des GEOSECS-Programmes (Stuiver et al., 1981; Takahashi et al., 1981) herangezogen. Die $\Delta^{14}\text{C}$ -Daten wurden im Bereich des polaren Südozeans durch die Messungen von Schlosser et al. (1989) ergänzt. Da die Rohdaten des GEOSECS-Programmes nicht zur Verfügung standen, wurden die von Stuiver et al. (1981) bzw. Takahashi et al. (1981) angegebenen Mittelwerte verwendet. Für die Mittelung der Rohdaten wurden von diesen Autoren meridionale Grenzen

benutzt, die sich nicht mit den Boxgrenzen des Kontrollexperimentes decken (Tab. 5.4). Weiterhin stehen nicht für alle Modellboxen Vergleichswerte zur Verfügung. Daher sollten die angegebenen GEOSECS-Daten nur für semi-quantitative Vergleiche, d. h. insbesondere zur Beurteilung der vertikalen Stoffverteilung in der Wassersäule, herangezogen werden. Vergleichsdaten für $\delta^{13}\text{C}$ wurden aus publizierten Messungen an holozänen Foraminiferen (benthische Daten vorwiegend anhand von *Cibicidoides wuellerstorfi*; Boyle, 1992; Charles und Fairbanks, 1992; Curry et al., 1988; Herguera et al., 1992; Sarnthein et al., 1988; 1994) ermittelt.

Tab. 5.4: Gegenüberstellung der meridionalen Boxgrenzen im Kontrollexperiment und der nächstliegenden gemittelten GEOSECS-Datensätze aus Stuiver et al. (1981) bzw. Takahashi et al. (1981).

Modellgebiet	Kontrollexp.	GEOSECS
N-ATL	48°N–88°N	—
Z/S-ATL	32°S–48°N	50°S–50°N
SP-SO	52°S–32°S	—
P-SO	< 52°S	< 50°S
INPAZ	32°S–60°N	50°S–50°N

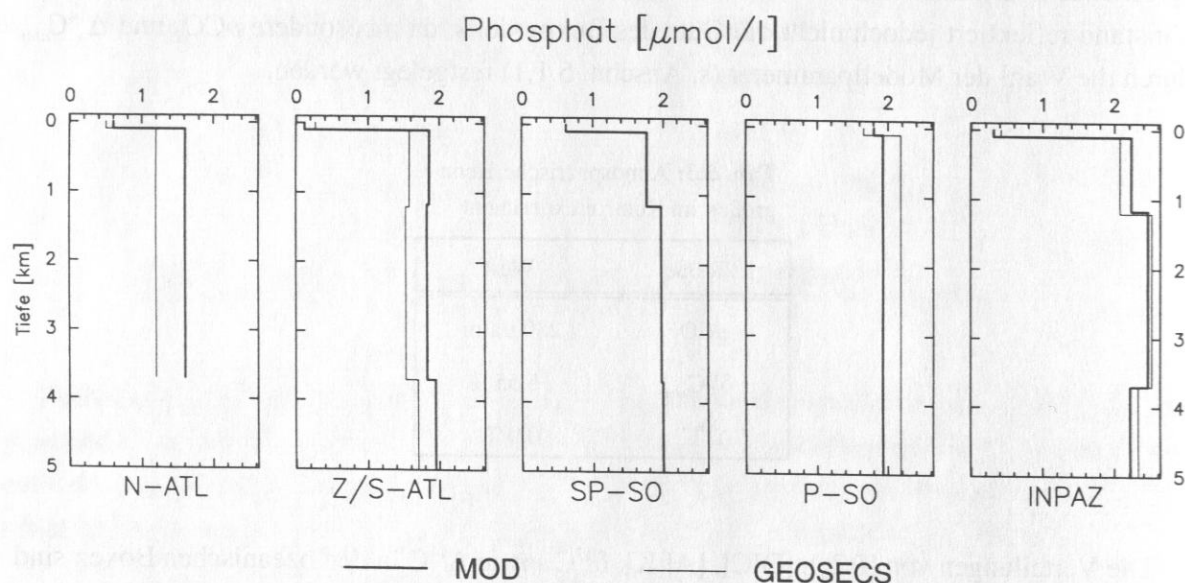


Abb. 5.2: Phosphatverteilung ($[\text{PO}_4]$) in den ozeanischen Boxen für das Kontrollexperiment (MOD). Zum Vergleich sind die verfügbaren Meßdaten des GEOSECS-Programmes mit dargestellt. Für den Nordatlantik werden die Daten von Levitus et al. (1993) als Referenzdatensatz verwendet. Für den subpolaren Südozean liegen keine Vergleichsdaten vor (vergl. Tab. 5.4). Abkürzungen der Ozeane wie in Abb. 5.1.

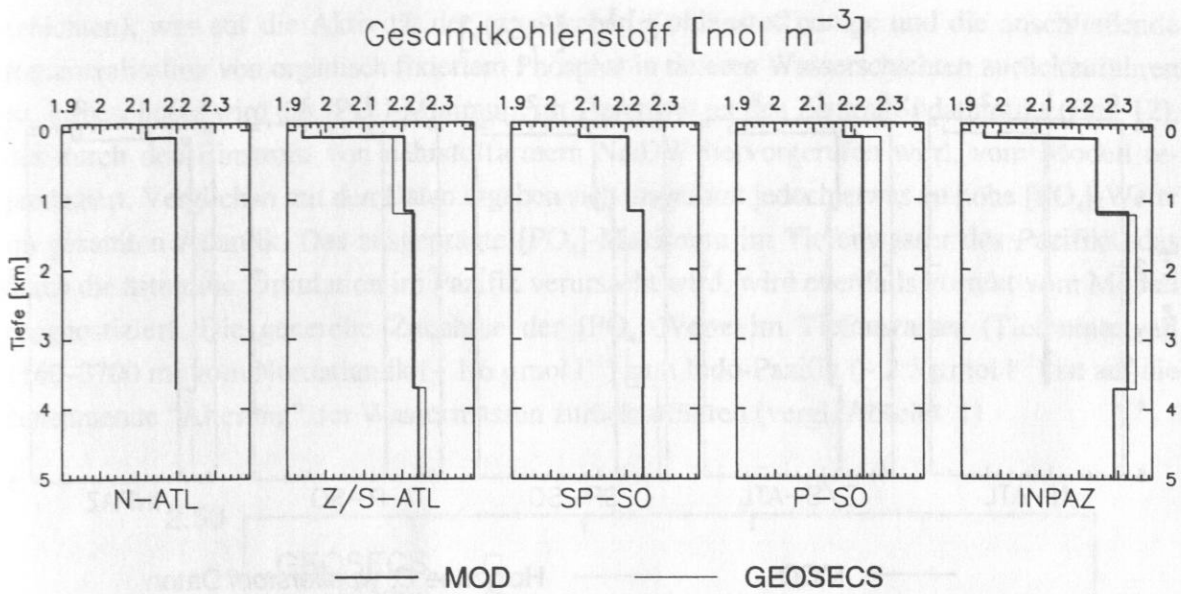


Abb. 5.3: Wie Abb. 5.2 für [DIC]. Für den Nordatlantik (N-ATL) und subpolaren Südozean (SP-SO) liegen keine Vergleichsdaten vor (vergl. Tab. 5.4).

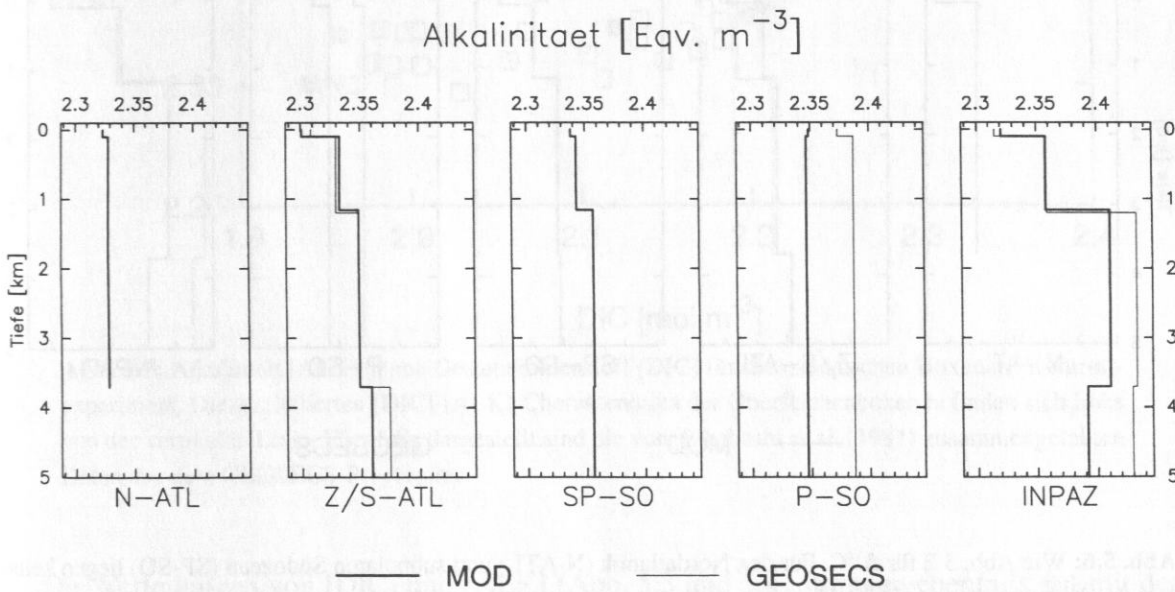


Abb. 5.4: Wie Abb. 5.2 für [ALK]. Für den Nordatlantik (N-ATL) und subpolaren Südozean (SP-SO) liegen keine Vergleichsdaten vor (vergl. Tab. 5.4).

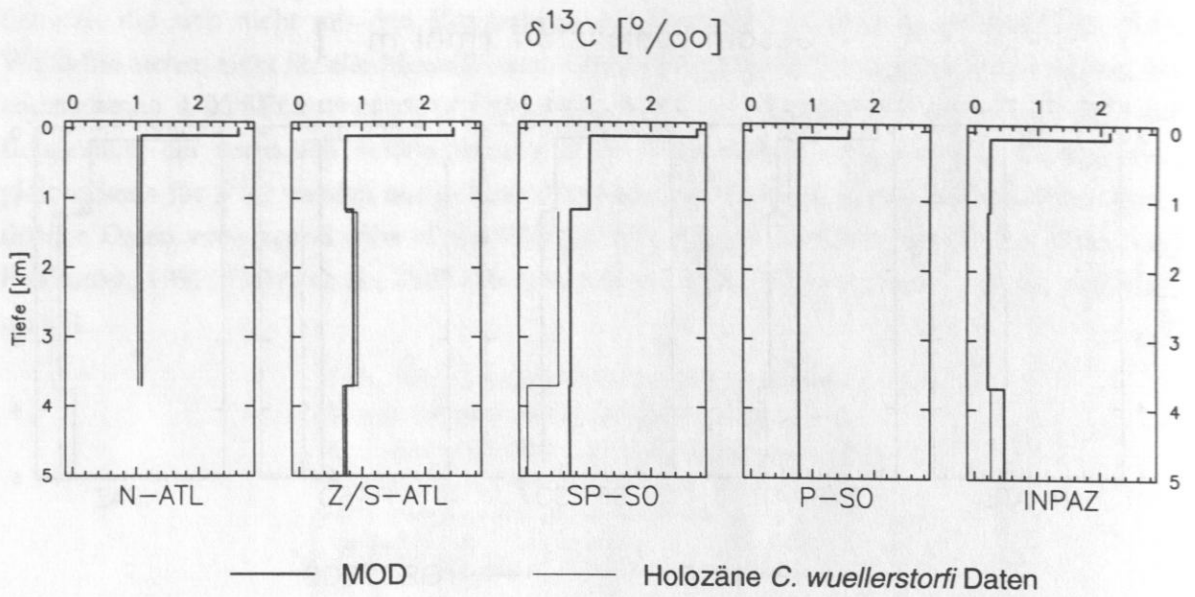


Abb. 5.5: Wie Abb. 5.2 für $\delta^{13}\text{C}$. Für den polaren Südozean (P-SO) liegen keine Vergleichsdaten vor.

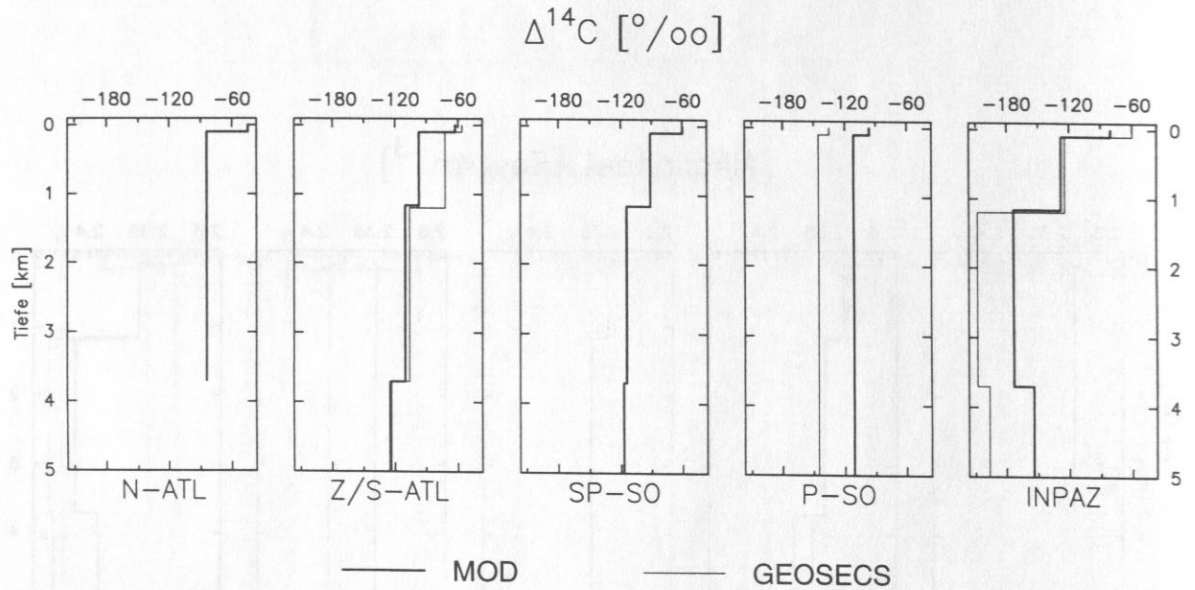


Abb. 5.6: Wie Abb. 5.2 für $\Delta^{14}\text{C}$. Für den Nordatlantik (N-ATL) und subpolaren Südozean (SP-SO) liegen keine Vergleichsdaten vor (vergl. Tab. 5.4).

Die modellierte $[\text{PO}_4]$ -Verteilung (Abb. 5.2) stimmt relativ gut mit den Beobachtungsdaten überein. Das Boxmodell reproduziert die generellen $[\text{PO}_4]$ -Gradienten in der Wassersäule (niedrige Konzentrationen in der oberflächennahen Schicht; hohe Konzentrationen in tieferen Wasser-

schichten), was auf die Aktivität der organischen Kohlenstoffpumpe und die anschließende Remineralisation von organisch fixiertem Phosphat in tieferen Wasserschichten zurückzuführen ist. Insbesondere wird das $[\text{PO}_4]$ -Minimum im Tiefenwasser des Zentral/Südatlantiks (Box 12), das durch den Einstrom von nährstoffarmem NADW hervorgerufen wird, vom Modell reproduziert. Verglichen mit den Daten ergeben sich insgesamt jedoch etwas zu hohe $[\text{PO}_4]$ -Werte im gesamten Atlantik. Das ausgeprägte $[\text{PO}_4]$ -Maximum im Tiefenwasser des Pazifiks, das durch die ästuarine Zirkulation im Pazifik verursacht wird, wird ebenfalls korrekt vom Modell prognostiziert. Die generelle Zunahme der $[\text{PO}_4]$ -Werte im Tiefenwasser (Tiefenintervall 1160–3700 m) vom Nordatlantik ($\sim 1.6 \mu\text{mol l}^{-1}$) zum Indo-Pazifik ($\sim 2.5 \mu\text{mol l}^{-1}$) ist auf die zunehmende "Alterung" der Wassermassen zurückzuführen (vergl. Abschn. 1)

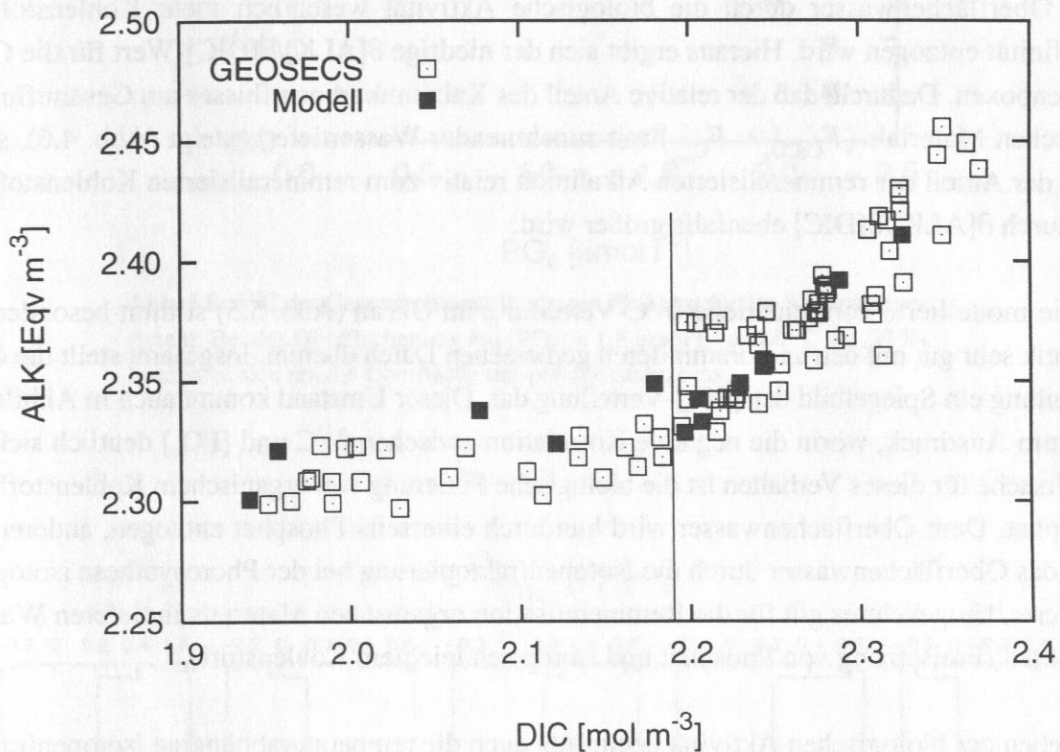


Abb. 5.7: Alkalinität [ALK] gegen Gesamtkohlenstoff [DIC] für die ozeanischen Boxen im Kontroll-experiment. Die modellierten [DIC]-[ALK]-Charakteristika der Oberflächenboxen befinden sich links von der vertikalen Linie. Ebenfalls dargestellt sind die von Takahashi et al. (1981) zusammengefaßten Daten aus dem GEOSECS-Programm.

Die Verteilungen von [DIC] und [ALK] (Abb. 5.3 und 5.4) stimmen ebenfalls gut mit den gemessenen Daten überein. Das Modell erzeugt für beide Stoffe eine Zunahme der Konzentration vom Nordatlantik zum Indo-Pazifik. Im gesamten Bodenwasser werden die [ALK]-Werte vom Modell jedoch unterschätzt. Die Verteilung von [ALK] im Ozean wird im wesentlichen durch die biologische Produktion von Karbonatschalen und deren anschließende Remineralisation gesteuert. Da sich die Wiederauflösung der Kalkschalen vorwiegend in oberflächen-

nahen Sedimenten abspielt (z. B. Emerson und Archer, 1990) und das Boxmodell keine entsprechende Modellkomponente enthält, darf keine "perfekte" Simulation der [ALK]-Verteilung durch das Modell erwartet werden.

In Abbildung 5.7 sind die modellierten [DIC]- und [ALK]-Werte gegeneinander aufgetragen. Die modellierten Wassermasseneigenschaften in bezug auf diese beiden Stoffe geben den Trend der gemessenen GEOSECS-Daten sehr gut wieder. Die generelle Zunahme von $\partial[\text{ALK}]/\partial[\text{DIC}]$ mit steigendem [DIC] (Abb. 5.7) entsteht durch das variable Verhältnis zwischen Produktion bzw. Remineralisation von biogenem Kalziumkarbonat zu organischem Kohlenstoff: Veränderungen der Alkalinität werden fast ausschließlich durch die Karbonat-Gegenpumpe gesteuert. Die mittlere "rain-ratio" (vergl. Gl. 4.18) beträgt im Kontrollexperiment $\sim 1:8$, d. h., daß dem Oberflächenwasser durch die biologische Aktivität wesentlich mehr Kohlenstoff als Alkalinität entzogen wird. Hieraus ergibt sich der niedrige $\partial[\text{ALK}]/\partial[\text{DIC}]$ -Wert für die Oberflächenboxen. Dadurch, daß der relative Anteil des Kalziumkarbonatflusses am Gesamtfluß organischen Materials ($F_{\text{CaCO}_3} + F_{\text{C}_{\text{org}}}$) mit zunehmender Wassertiefe ansteigt (Abb. 4.6), steigt auch der Anteil der remineralisierten Alkalinität relativ zum remineralisierten Kohlenstoff an, wodurch $\partial[\text{ALK}]/\partial[\text{DIC}]$ ebenfalls größer wird.

Die modellierte vorindustrielle $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Ozean (Abb. 5.5) stimmt besonders im Atlantik sehr gut mit den an Foraminiferen gemessenen Daten überein. Insgesamt stellt die $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung ein Spiegelbild der $[\text{PO}_4]$ -Verteilung dar. Dieser Umstand kommt auch in Abbildung 5.8 zum Ausdruck, worin die negative Korrelation zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und $[\text{PO}_4]$ deutlich sichtbar ist. Ursache für dieses Verhalten ist die biologische Fixierung von organischem Kohlenstoff und Phosphat. Dem Oberflächenwasser wird hierdurch einerseits Phosphat entzogen, andererseits wird das Oberflächenwasser durch die Isotopenfraktionierung bei der Photosynthese isotopisch schwerer. Umgekehrtes gilt für die Remineralisation organischen Materials in tieferen Wasserschichten (Freisetzung von Phosphat und isotopisch leichtem Kohlenstoff).

Neben der biologischen Aktivität beeinflußt auch die temperaturabhängige Isotopenfraktionierung beim Gasaustausch mit der Atmosphäre die $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Ozean; Abbildung 5.9 zeigt den Effekt des Gasaustausches auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ao}}$). Der Effekt ist besonders stark in den Oberflächenboxen ausgeprägt. Unterhalb von ca. 1000 m Wassertiefe weisen die $\delta^{13}\text{C}_{\text{ao}}$ -Werte jedoch nur noch minimale Unterschiede auf und streuen um einen Wert von ca. 0.2 ‰. Dieses Ergebnis steht im Einklang mit den Modellbefunden von Winguth (1997) und im Widerspruch zu der Hypothese von Lynch-Stieglitz und Fairbanks (1994), wonach $\delta^{13}\text{C}_{\text{ao}}$ ein geeigneter Indikator zur Unterscheidung von Tiefenwassermassen verschiedener Ursprungsorte ist (so weisen beispielsweise NADW [Box 12] und AABW [Box 17] im Atlantik ein nicht unterscheidbares $\delta^{13}\text{C}_{\text{ao}}$ -Signal auf).

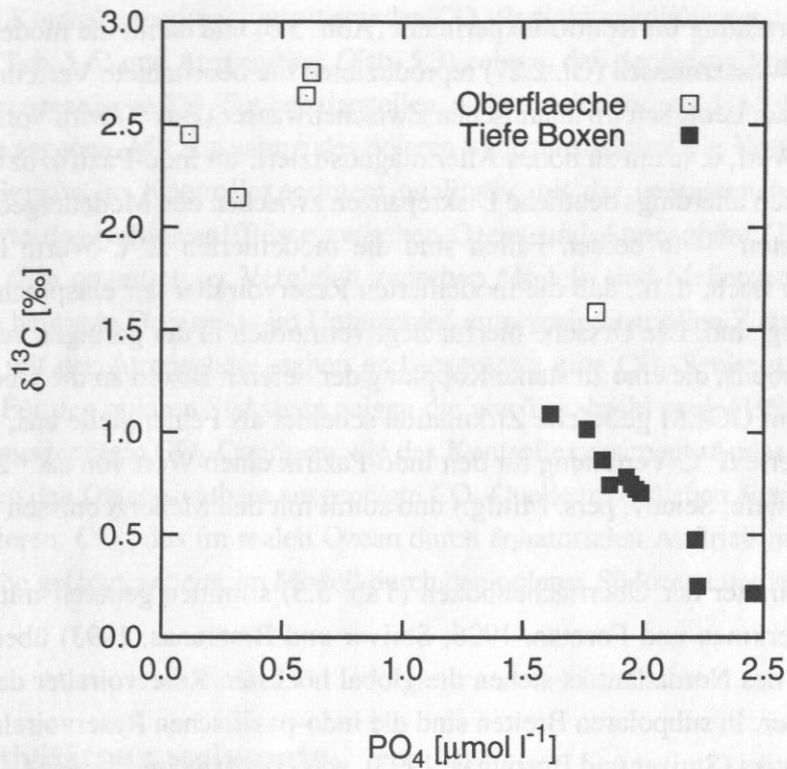


Abb. 5.8: $\delta^{13}\text{C}$ des Gesamtkohlenstoffes gegen Phosphat für das Kontrollexperiment. Bei der Oberflächenbox mit $[\text{PO}_4] = 1.8 \mu\text{mol l}^{-1}$ und $\delta^{13}\text{C} = 1.59 \text{‰}$ handelt es sich um die Oberfläche des polaren Südozeans.

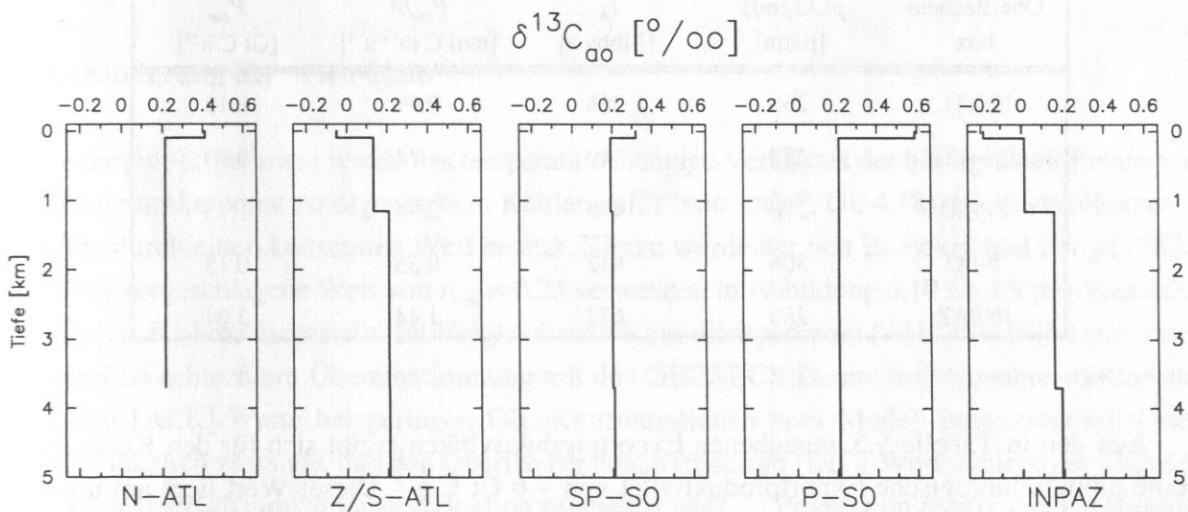


Abb. 5.9: Effekt der temperaturabhängigen Isotopenfraktionierung beim Gasaustausch auf die $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung des Gesamtkohlenstoffes.

Die $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung im Kontrollexperiment (Abb. 5.6) und damit die modellierten ^{14}C -Reservoiralter der Wassermassen (Gl. 2.27) reproduzieren die beobachtete Verteilung im Atlantik hinreichend genau. Lediglich im atlantischen Zwischenwasser (Box 7) wird vom Modell ein zu niedriger $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert, d. h. ein zu hohes Alter diagnostiziert. Im Indo-Pazifik bzw. polaren Südozean ergeben sich allerdings deutliche Diskrepanzen zwischen den Modellergebnissen und den Beobachtungsdaten — in beiden Fällen sind die modellierten $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte im Tiefen- und Bodenwasser zu hoch, d. h., daß die modellierten Reservoiralter der entsprechenden Wassermassen zu gering sind. Die Ursache hierfür liegt vermutlich in der geringen vertikalen Auflösung des Boxmodells, die eine zu starke Kopplung der tieferen Boxen an die Oberflächenboxen bewirkt. Die vom OGCM gelieferte Zirkulation scheidet als Fehlerquelle aus, da die mit dem OGCM modellierte $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung für den Indo-Pazifik einen Wert von ca. -210‰ aufweist (3000 m Wassertiefe; Seidov, pers. Mittlg.) und somit mit den Meßergebnissen übereinstimmt.

Die Reservoiralter der Oberflächenboxen (Tab. 5.5) stimmen generell mit den Befunden (Bard, 1988; Berkman und Forman, 1996; Stuiver und Braziunas, 1993) überein: Niedrigen Reservoiraltern des Nordatlantiks stehen die global höchsten Reservoiralter des polaren Südozeans gegenüber. In subpolaren Breiten sind die indo-pazifischen Reservoiralter etwas höher als die des Atlantiks (Stuiver und Braziunas, 1993), was ebenfalls im Einklang mit den Modellbefunden steht.

Tab. 5.5: Modellierte Kenngrößen der Oberflächenboxen im Kontrollexperiment: CO_2 -Partialdruck $p\text{CO}_2(aq)$, ^{14}C -Reservoiralter t_R , biologische Exportproduktivität pro Flächeneinheit P_{exp}/A und Exportproduktivität P_{exp} .

Oberflächen- box	$p\text{CO}_2(aq)$ [μatm]	t_R [Libby a]	P_{exp}/A [$\text{mol C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$]	P_{exp} [Gt C a^{-1}]
N-ATL	266	368	0.99	0.13
Z/S-ATL	287	519	1.44	0.90
SP-SO	270	495	2.36	1.75
P-SO	306	812	0.35	0.15
INPAZ	286	672	1.44	3.04

Aus den in Tabelle 5.5 angegebenen Exportproduktivitäten ergibt sich für den Kontrolllauf eine globale biologische Exportproduktivität von $\sim 6 \text{ Gt C a}^{-1}$. Dieser Wert liegt am unteren Rand der Abschätzungen für den heutigen Ozean, die zwischen 5 und 20 Gt C a^{-1} betragen (Denman et al., 1996 und Literatur darin). Diese relativ große Spanne bei der Bestimmung der heutigen globalen Exportproduktivität wird insbesondere durch Unsicherheiten bei der Umrechnung von Primär- in Exportproduktivität hervorgerufen (z. B. Berger et al., 1989).

Die aus dem Kontrollexperiment resultierenden CO_2 -Partialdruckdifferenzen zwischen Oberflächenwasser (Tab. 5.5) und Atmosphäre (Tab. 5.3) zeigen, daß der Nordatlantik und der subpolare Südozean ozeanische CO_2 -Senken darstellen, während die übrigen Modellgebiete CO_2 an die Atmosphäre abgeben. Mit Ausnahme des polaren Südozans stimmt die Verteilung der CO_2 -Quellen und -Senken im Kontrollexperiment qualitativ mit der gemessenen Verteilung der Jahresmittelwerte der Kohlenstoffflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre (Takahashi et al., 1997) überein. (Ein quantitativer Vergleich zwischen Modell- und Meßergebnissen ist nicht sinnvoll, da die heutigen Ozeane — im Unterschied zum vorindustriellen Zustand — nicht im Gleichgewicht mit der Atmosphäre stehen und insgesamt eine CO_2 -Senke darstellen [vergl. Abschn. 6.1].) Für den polaren Südozean zeigen die von Takahashi et al. (1997) angegebenen Daten keine so ausgeprägte CO_2 -Quelle an wie das Kontrollexperiment. Andererseits kann das Boxmodell die in den Daten sichtbare ausgeprägte CO_2 -Quelle im östlichen äquatorialen Pazifik nicht reproduzieren. CO_2 , das im realen Ozean durch äquatorialen Auftrieb im Pazifik an die Wasseroberfläche gelangt, scheint im Modell durch den polaren Südozean in die Atmosphäre zu entweichen.

5.1.3 Sensitivitätsexperimente

In diesem Abschnitt soll die Empfindlichkeit des Boxmodells in bezug auf einige Aspekte der Parametrisierung untersucht werden. Weitere Sensitivitätsexperimente sollen das Verhalten des Boxmodells veranschaulichen sowie Vergleiche mit publizierten Modellergebnissen ermöglichen. Als Grundlage für alle Sensitivitätsexperimente dient das Kontrollexperiment, das im vorherigen Abschnitt beschrieben worden ist.

a) Veränderung der “rain-ratio”

In diesem Experiment wurde das temperaturabhängige Verhältnis der biologischen Fixierung von Kalziumkarbonat zu organischem Kohlenstoff (“rain-ratio”; Gl. 4.18) des Kontrollexperimentes durch einen konstanten Wert ersetzt. Hierzu wurde der von Broecker und Peng (1982, S. 474f) vorgeschlagene Wert von $r_{\text{rain}} = 0.25$ verwendet. In Abbildung 5.10 ist das resultierende [DIC]-[ALK]-Feld dargestellt. Im Vergleich zum Kontrollexperiment (Abb. 5.7) ergibt sich eine wesentlich schlechtere Übereinstimmung mit den GEOSECS-Daten: Insbesondere werden zu niedrige [ALK]-Werte bei geringen DIC-Konzentrationen vom Modell prognostiziert. Dies kommt dadurch zustande, daß den Oberflächenboxen (niedrige [DIC]-Werte) durch die relative Zunahme der Kalziumkarbonatproduktion gegenüber der C_{org} -Produktion relativ mehr Alkalinität entzogen wird.

Die Wahl einer relativ niedrigen “rain-ratio” im Kontrollexperiment ($r_{\text{rain}} \approx 0.125$ im globalen Mittel) stimmt weitgehend mit den Modellbefunden von Yamanaka und Tajika (1996)

überein, die eine "rain-ratio" im Bereich $0.08 \leq r_{\text{rain}} \leq 0.10$ postulieren. Diese Ergebnisse machen deutlich, daß der von Broecker und Peng (1982, S. 474f) vorgeschlagene Wert der "rain-ratio" vermutlich zu groß ist. Ein niedrigerer Wert führt zu einer deutlich verbesserten Übereinstimmung zwischen modellierten und beobachteten Stoffverteilungen.

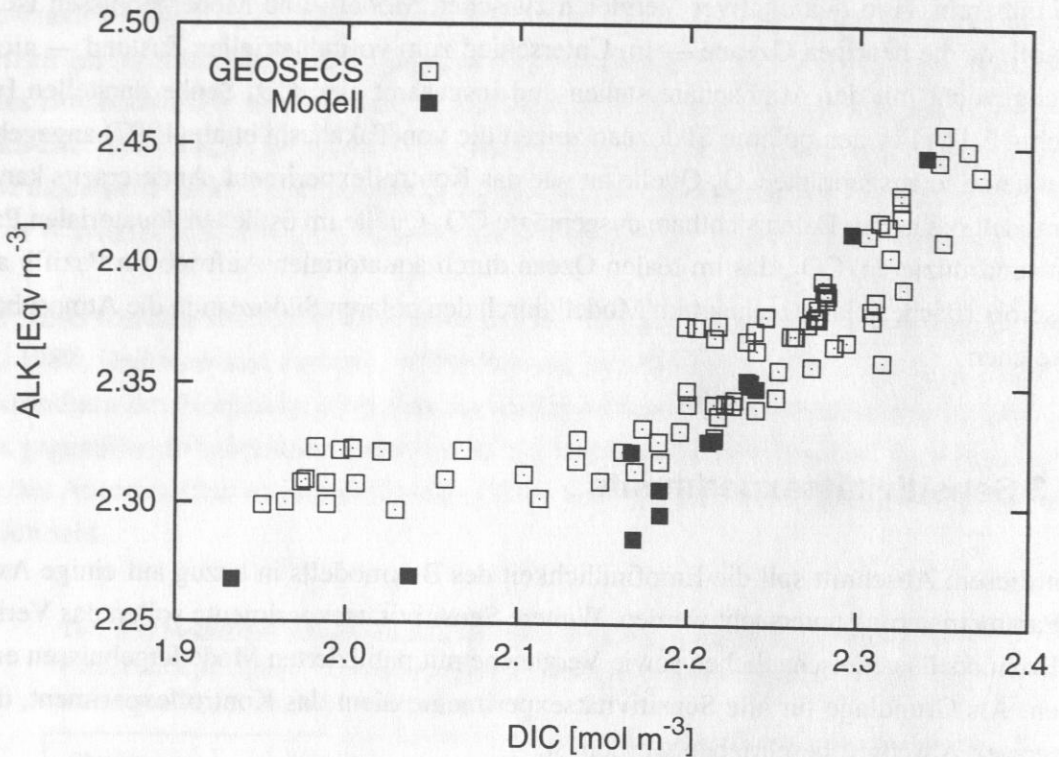


Abb. 5.10: Alkalinität [ALK] gegen Gesamtkohlenstoff [DIC] für eine konstante "rain-ratio" von 0.25. Zum Vergleich sind die entsprechenden Daten aus dem GEOSECS-Programm (Takahashi et al., 1981) mit dargestellt (vergl. auch Abb. 5.7).

b) Tiefenabhängigkeit der $C_{\text{org}}/\text{CaCO}_3$ -Remineralisation

Die Flüsse von organisch fixiertem Kohlenstoff bzw. Kalziumkarbonat durch die Wassersäule werden durch die Gleichungen (4.28) und (4.29) festgelegt. Hier soll die Sensitivität der Modellergebnisse in bezug auf die darin enthaltenen Skalenfaktoren untersucht werden. In Abbildung 5.11 ist stellvertretend für $[\text{PO}_4]$ bzw. [DIC] die Verteilung von $\delta^{13}\text{C}$ für unterschiedliche Werte des Skalenfaktors α in Gleichung (4.28) dargestellt. Dabei entspricht der höhere Wert ($\alpha = 0.858$) dem Vorschlag von Martin et al. (1987).

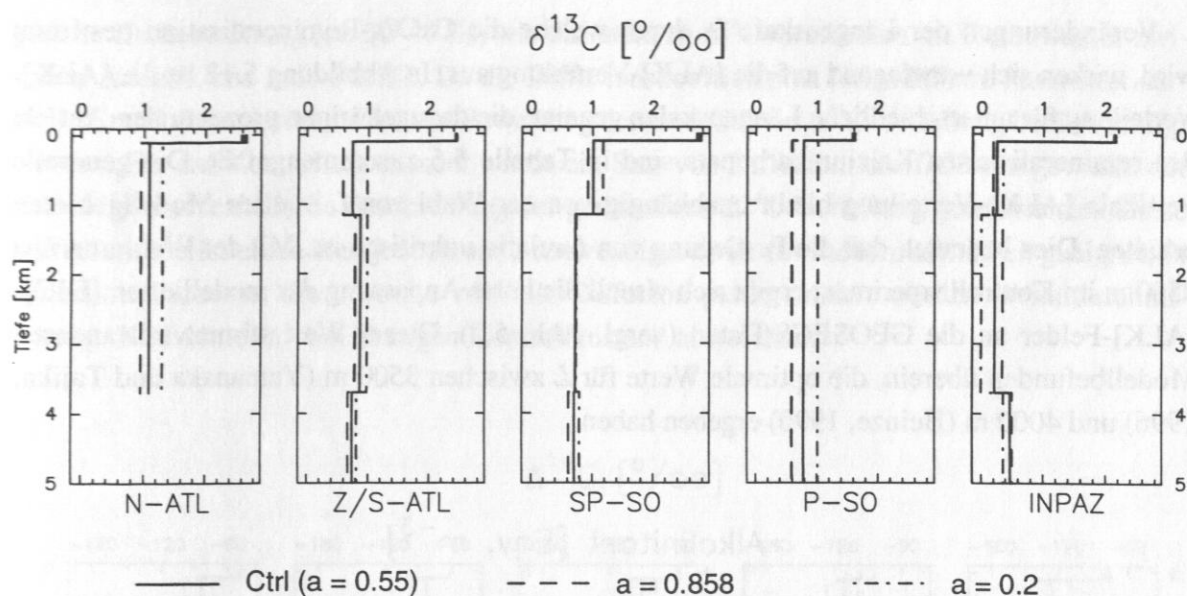


Abb. 5.11: $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilungen für unterschiedliche Skalenfaktoren a zur Parametrisierung der Remineralisation von organischem Material. Die durchgezogenen Linien markieren das Kontrollexperiment (Ctrl).

Markante Veränderungen der $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung in Bezug auf die vertikalen Gradienten sind im Zentral-/Südatlantik und Indo-Pazifik zu beobachten. Mit $a = 0.858$ wird relativ mehr organisches Material im Zwischenwasser (100–1160 m) freigesetzt (91 % gegenüber 83.7 % im Kontrolllauf; Tab. 5.6). Dadurch kommt es zur Ausbildung einer negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie in diesem Tiefenintervall im Zentral-/Südatlantik und Indo-Pazifik. Während das atlantische Zwischenwasser immer noch einen negativeren $\delta^{13}\text{C}$ -Wert aufweist als das Tiefenwasser (1160–3700 m), kommt es im Indo-Pazifik zur Umkehrung des vertikalen Gradienten zwischen Zwischen- und Tiefenwasser gegenüber dem Kontrollexperiment. Mit der Wahl von $a = 0.2$ gelangt — verglichen mit dem Kontrollexperiment — mehr organisches Material in größere Wassertiefen. Im Tiefenwasser des Indo-Pazifiks entsteht dadurch ein zu negativer $\delta^{13}\text{C}$ -Wert.

Tab. 5.6: Prozentuale Anteile des aus der photischen Zone exportierten organischen Kohlenstoffes bzw. Kalziumkarbonates, das in einem bestimmten Tiefenintervall remineralisiert wird, in Abhängigkeit von den Skalenfaktoren a und L . Die Werte der Parameter im Kontrollexperiment sind durch (*) markiert.

Tiefenintervall [m]	C_{org} -Remin. [%]			CaCO_3 -Remin. [%]		
	a			L [m]		
	0.2	0.55*	0.858	2000	3500*	5000
100 – 1160	71.4	83.7	91.0	45.0	34.7	30.6
1160 – 3700	23.4	13.9	8.0	46.4	50.6	51.6
3700 – 5000	5.2	2.4	1.0	8.6	14.7	17.8

Veränderungen der Längenskala L , durch welche die CaCO_3 -Remineralisation bestimmt wird, wirken sich vorwiegend auf die [ALK]-Verteilung aus. In Abbildung 5.12 ist die [ALK]-Verteilung für unterschiedliche Längenskalen gezeigt; die dazugehörigen prozentualen Anteile des remineralisierten Kalziumkarbonats sind in Tabelle 5.6 zusammengefaßt. Die generelle vertikale [ALK]-Verteilung bleibt unabhängig von der Wahl von L in allen Modellgebieten erhalten. Dies bedeutet, daß die Festlegung von L relativ unkritisch ist. Mit der Wahl von $L = 3500$ m im Kontrollexperiment ergibt sich visuell die beste Anpassung der modellierten [DIC]-[ALK]-Felder an die GEOSECS-Daten (vergl. Abb. 5.7). Dieser Wert stimmt mit anderen Modellbefunden überein, die optimale Werte für L zwischen 3500 m (Yamanaka und Tajika, 1996) und 4000 m (Heinze, 1990) ergeben haben.

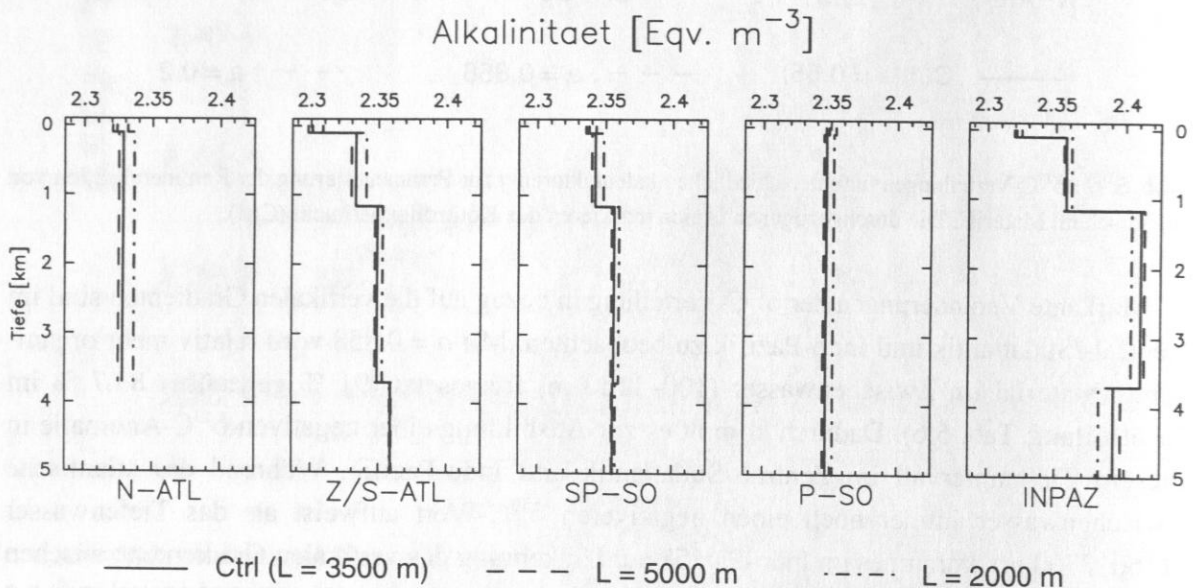


Abb. 5.12: [ALK]-Verteilungen für unterschiedliche Längenskalen L zur Parametrisierung der Remineralisation von Kalziumkarbonat. Die durchgezogenen Linien markieren das Kontrollexperiment (Ctrl).

c) Vertikale Diffusionskoeffizienten

Um abzuschätzen, welchen Einfluß die Wahl der vertikalen Diffusionskoeffizienten auf die Modellergebnisse hat, wurden die Koeffizienten des Kontrollexperimentes halbiert bzw. verdoppelt. Veränderungen der vertikalen Diffusion wirken sich besonders stark auf die $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung aus; Abbildung 5.13 zeigt die entsprechenden Ergebnisse. (Um eine optimale Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu erzielen, wurde die atmosphärische ^{14}C -Produktionsrate in den beiden Sensitivitätsexperimenten so angepaßt, daß $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}} = 0$ ‰ resultiert.) Die Variationen der $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung, die durch Verändern der Diffusionskoeffizienten hervorgerufen werden, besitzen die

gleiche Größenordnung (ca. 30–40 ‰) wie die lateralen $\Delta^{14}\text{C}$ -Gradienten im Tiefenwasser zwischen Atlantik und Indo-Pazifik. Da die Diffusionskoeffizienten frei wählbare Parameter darstellen, muß dieser Umstand bei der Bewertung der modellierten $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung berücksichtigt werden. Für das Kontrollexperiment wurde ein Satz von Diffusionskoeffizienten gewählt, der eine möglichst realistische Beschreibung der gemessenen $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung gewährleistet. Diese Diffusionskoeffizienten sind jedoch nicht notwendigerweise für Paläozeitscheiben geeignet, in denen die Prozesse, die über die vertikale Diffusion parametrisiert werden (Winddurchmischung, Konvektion), vom heutigen Kontrollzustand abweichen.

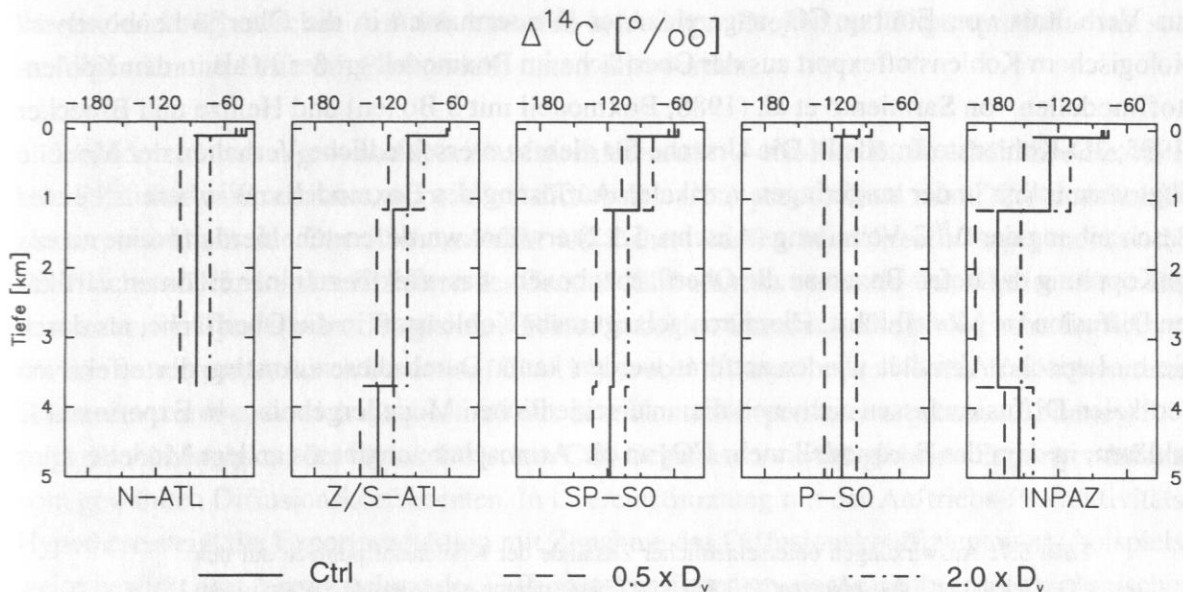


Abb. 5.13: $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilungen für unterschiedliche vertikale Diffusionskoeffizienten D_v . Die durchgezogenen Linien markieren das Kontrollexperiment (Ctrl). Die Diffusionskoeffizienten des Kontrollexperimentes wurden halbiert ($0.5 \times D_v$) bzw. verdoppelt ($2.0 \times D_v$).

d) Effektivität der Kohlenstoffpumpen

Um abzuschätzen, wie sich die unterschiedlichen Kohlenstoffpumpen auf den atmosphärischen CO_2 -Gehalt auswirken, wurde das Kontrollexperiment mehrmals wiederholt, wobei jeweils die Wirksamkeit einzelner Pumpen verändert wurde (Tab. 5.7). Gegenüber dem Kontrollexperiment (hier Exp. D) bewirkt das Ausschalten der Lösungspumpe einen $p\text{CO}_2$ -Anstieg um 47 μatm (Exp. A) und besitzt somit die gleiche Größenordnung wie der glazial-interglaziale $p\text{CO}_2$ -Hub (Barnola et al., 1987). Dieses Verhalten des Modells veranschaulicht, daß die Lösungspumpe gegenüber der biologischen Pumpe nicht vernachlässigt werden sollte — ein Befund, der im Einklang mit den Ergebnissen von Heinze (1994) bzw. Keir (1993) steht. Die herausragende

Stellung der biologischen Pumpe (insbesondere der organischen Kohlenstoffpumpe) beim Transfer von Kohlenstoff aus der Atmosphäre in den Ozean wird durch den Vergleich zwischen den Experimenten C und F deutlich: Diese Extremzustände der biologischen Pumpe bewirken atmosphärische $p\text{CO}_2$ -Schwankungen von ca. 400 μatm . Andererseits zeigen diese beide Experimente, daß die biologische Pumpe im Kontrollexperiment — und somit im vor-industriellen Zustand — bereits relativ nah an ihrer maximalen Leistungsfähigkeit operiert.

Der Vergleich mit den Ergebnissen publizierter Sensitivitätsexperimente (Tab. 5.7) zeigt, daß bei maximaler Effizienz der biologischen Pumpe (Exp. F) im hier vorgestellten Boxmodell ein etwas höherer $p\text{CO}_2$ in der Atmosphäre resultiert als in anderen Modellen. Dies bedeutet, daß das Verhältnis von Eintrag CO_2 -angereicherter Wassermassen in die Oberflächenboxen zu biologischem Kohlenstoffexport aus der Oberfläche im Boxmodell größer ist als in den Kohlenstoffmodellen von Sarmiento et al. (1988; Boxmodell mit 3 Boxen) und Heinze und Broecker (1995; 3D-Kohlenstoffmodell). Die Ursache für dieses unterschiedliche Verhalten der Modelle liegt vermutlich in der zu geringen vertikalen Auflösung des Boxmodells. Wie bereits bei der Beschreibung der $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung (Abschn. 5.1.2) erwähnt wurde, entsteht hierdurch eine zu enge Kopplung der tiefen Boxen an die Oberflächenboxen, was effektiv zu einer erhöhten vertikalen Diffusion im Modell führt. Hierdurch gelangt mehr Kohlenstoff in die Oberfläche, als durch die biologische Aktivität wieder entfernt werden kann. Durch diesen Anstieg der effektiven vertikalen Diffusion lassen sich auch die unterschiedlichen Modellergebnisse in Experiment C erklären, in dem das Boxmodell mehr CO_2 an die Atmosphäre abgibt als andere Modelle.

Tab. 5.7: Auswirkungen unterschiedlicher Zustände der Kohlenstoffpumpen auf den CO_2 -Gehalt der Atmosphäre ($p\text{CO}_2$). Die Löslichkeitspumpe wurde ausgeschaltet, indem allen Oberflächenboxen die gleichen Eigenschaften zugewiesen wurden ($T = 18.3\text{ }^\circ\text{C}$; $S = 34.5\text{ psu}$; $\kappa = 15\text{ cm h}^{-1}$). Die "volle" Wirkung der biologischen Pumpe ergibt sich, wenn alle verfügbaren Nährstoffe in der Oberfläche biologisch fixiert werden. Umgekehrt läßt sich die biologische Pumpe ausschalten, indem die biologische Produktivität global auf Null gesetzt wird. "Std." bezeichnet den Zustand der jeweiligen Pumpen im Kontrollexperiment, das identisch zu Experiment "D" ist. Im rechten Teil der Tabelle sind entsprechende Modellergebnisse zusammengefaßt, die mit unterschiedlichen Kohlenstoffmodellen ermittelt wurden. 1) Volk und Hoffert (1985); 2) Wenk (1985); 3) Bacastow und Maier-Reimer (1990); 4) Baes und Killough (1986); 5) Sarmiento et al. (1988); 6) Heinze und Broecker (1995)

Exp.	Löslichkeits- pumpe	biologische Pumpe	$p\text{CO}_2$ [μatm]	$p\text{CO}_2$ [μatm]	Autor(en)
A	Aus	Std.	327	—	—
B	Aus	Aus	658	720	1
C	Std.	Aus	599	425–534	2, 3, 4, 5
D	Std.	Std.	280	—	—
F	Std.	Voll	208	165–178	5, 6

e) Wechselwirkung zwischen vertikaler Diffusion und Exportproduktivität

Die beschriebenen Sensitivitätsexperimente haben deutlich gemacht, daß das Wechselspiel zwischen dem Auftrieb CO_2 -reicher Tiefenwassermassen und biologischer Kohlenstofffixierung von großer Bedeutung für den atmosphärischen CO_2 -Gehalt ist. Eine Hypothese zur Erklärung der atmosphärischen $p\text{CO}_2$ -Abnahme während des LGMs geht davon aus, daß der windinduzierte Auftrieb in niedrigen Breiten während des LGMs stärker war als heute (Auftriebs-Produktivitäts-Hypothese; Arrhenius, 1952, S. 16; Sarthein et al., 1988 und Zitate darin). Hierdurch gelangen mehr Nährstoffe in die photische Zone, was zu einer erhöhten Exportproduktivität und einem reduzierten atmosphärischen $p\text{CO}_2$ führen sollte. Die postulierte Wechselwirkung zwischen Auftriebsintensität in niedrigen Breiten und Exportproduktivität soll im folgenden mit Hilfe des Boxmodells untersucht werden.

Winddurchmischung — und somit Auftriebsintensität — wird im Boxmodell über die vertikale Diffusion parametrisiert, wobei die Auftriebsintensität proportional zum Diffusionskoeffizienten unterhalb der Oberflächenschicht ist. Daher wurden in mehreren Experimenten die Oberflächen-Diffusionskoeffizienten des Zentral-/Südatlantiks und Indo-Pazifiks in weiten Bereichen variiert (jeweils um den gleichen Faktor in beiden Ozeanen). Die biologische Exportproduktion wurde prognostisch bestimmt (Gl. 4.14), wobei die maximalen Nährstoffaufnahme-raten verwendet wurden, die sich diagnostisch aus dem Kontrollexperiment ergeben. Abbildung 5.14 zeigt die Abhängigkeit des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes sowie der globalen Exportproduktion vom gewählten Diffusionskoeffizienten. In Übereinstimmung mit der Auftriebs-Produktivitäts-Hypothese steigt die Exportproduktion mit Zunahme des Diffusionskoeffizienten an; beispielsweise bewirkt eine Verdoppelung des Diffusionskoeffizienten ein Anwachsen der biologischen Produktion um $\sim 43\%$. Umgekehrt führt eine Reduktion der diffusiven Vermischung zu einer Abnahme der Exportproduktion. Im Gegensatz zur Auftriebs-Produktivitäts-Hypothese führt eine Zunahme der Produktivität durch verstärkten Auftrieb im Boxmodell jedoch nicht zur Abnahme des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes, sondern bewirkt stattdessen einen $p\text{CO}_2$ -Anstieg.

Dieser Modellbefund deckt sich mit den Modellergebnissen von Keir (1988) bzw. Paillard et al. (1993). Die Ursache für dieses Verhalten des Boxmodells liegt darin begründet, daß das Wasser, welches durch Auftrieb in die photische Zone gelangt, ein C:P-Verhältnis von ca. 1000:1 aufweist. Dieses Verhältnis ist wesentlich größer als das entsprechende Redfield-Verhältnis (117:1), d. h. selbst wenn der gesamte zusätzliche Nährstoffeintrag (Phosphat), der durch verstärkten Auftrieb in die Oberflächenbox gelangt, biologisch fixiert würde, entstünde in der photischen Zone eine positive CO_2 -Anomalie.

Andererseits ist dieser Modellbefund nicht hinreichend, um die Auftriebs-Produktivitäts-Hypothese zu widerlegen, da einige relevante Prozesse durch das Boxmodell nicht repräsentiert werden: 1) Eine mögliche Verschiebung der "rain-ratio" in Richtung einer relativ höheren

Produktion nicht-kalkschaliger Algen. Dieses Szenario wird durch Rezentbeobachtungen gestützt, die einen relativ erhöhten Anteil silikatschaliger Organismen in Auftriebsgebieten belegen (z. B. Meadows und Campbell, 1988, S. 75). 2) Eine eventuelle Zunahme des Redfield-Verhältnisses von C:P, die ökologisch bedingt sein könnte. 3) Die Entkopplung der Remineralisation von biologisch fixiertem Phosphat und organischem Kohlenstoff (Copin-Montegut und Copin-Montegut, 1983). Hierdurch könnte Phosphat in flacheren Wassertiefen freigesetzt werden als Kohlenstoff. Wasser, das aus der Tiefenzone der Phosphatremineralisation durch Auftrieb in die photische Zone gelangt, könnte somit ein C:P-Verhältnis aufweisen, das geringer wäre als das Redfield-Verhältnis.

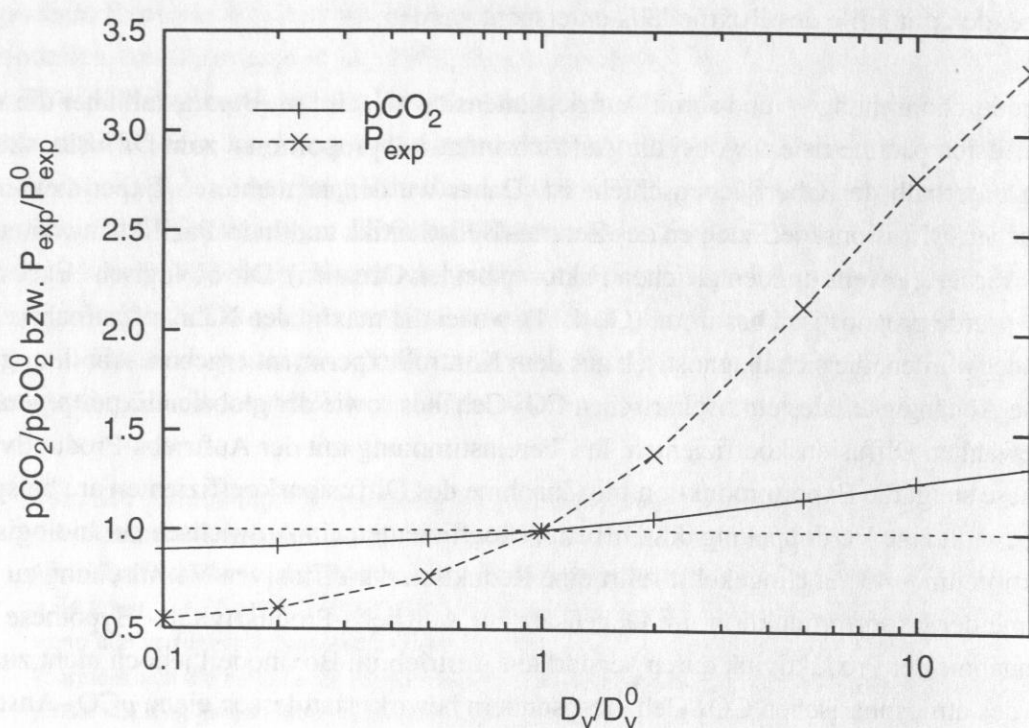


Abb. 5.14: Abhängigkeit des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ und der global integrierten biologischen Exportproduktivität (P_{exp}) vom Oberflächen-Diffusionskoeffizienten (D_v). Alle Parameter wurden über die entsprechenden Werte des Kontrollexperimentes ($p\text{CO}_2^0 = 280 \mu\text{atm}$; $P_{\text{exp}}^0 = 5.9 \text{ Gt C a}^{-1}$; $D_v^0 = 1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$) normiert.

Abschließend sei bemerkt, daß die Ergebnisse von Siegenthaler und Wenk (1984) im Widerspruch zu den hier beschriebenen Befunden stehen. Deren Modellexperimente zeigen bei Zunahme des Auftriebes in niedrigen Breiten eine negative $p\text{CO}_2$ -Anomalie in der Atmosphäre. Diese Autoren benutzen ein relativ einfaches Boxmodell, das lediglich aus drei Boxen besteht und eine explizite Formulierung des Auftriebes in niedrigen Breiten (z. B. über Diffusion) gar nicht zuläßt. Stattdessen haben diese Autoren die Intensität der thermohalinen Zirkulationszelle

variiert, um unterschiedliche Auftriebsintensitäten zu simulieren. Diese Vorgehensweise ist in bezug auf die ozeanographischen Verhältnisse in Auftriebsgebieten jedoch unrealistisch.

f) Einfluß von SST-Anomalien in niedrigen Breiten auf den atmosphärischen $p\text{CO}_2$

Ungefähr 75 % des globalen Ozeanvolumens, das ist fast der gesamte Ozean unterhalb von 1000 m Tiefe, stehen über nur 4 % der globalen Ozeanoberfläche in hohen Breiten im Austausch mit der Atmosphäre (Sarmiento und Toggweiler, 1984; vergl. Abschn. 1). Auf dieser Erkenntnis aufbauend haben grundlegende Experimente mit einfachen Kohlenstoffboxmodellen gezeigt, daß die Verteilung von CO_2 im Ozean-Atmosphäre-System maßgeblich durch die physikalischen bzw. chemischen Parameter des Oberflächenwassers in hohen Breiten gesteuert wird (Knox und McElroy, 1984; Sarmiento und Toggweiler, 1984; Siegenthaler und Wenk, 1984). Aus diesen Modellergebnissen wurde gefolgert, daß beispielsweise SST-Änderungen in niedrigen Breiten über die Lösungspumpe einen fast vernachlässigbaren Einfluß auf den atmosphärischen CO_2 -Gehalt haben (Broecker und Peng, 1993a, S. 10). Diese Annahme bezüglich der Funktionsweise des marinen Kohlenstoffkreislaufes wurde von Bacastow (1996) in Frage gestellt, der mit Hilfe eines 3D-Kohlenstoffmodells gezeigt hat, daß SST-Anomalien in niedrigen Breiten einen wesentlich größeren Einfluß auf den atmosphärischen $p\text{CO}_2$ haben, als durch die einfachen Boxmodelle angedeutet wurde. In Abschnitt 3.2 wurde dargelegt, daß eine zunehmende Anzahl von Befunden existiert, die auf eine stärkere Abkühlung der tropischen Meeresoberfläche während des LGMs hindeuten. Gemäß der Vorstellung von Broecker und Peng (1993a, S. 10) würde hieraus keine signifikante Reduzierung des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes resultieren. Sollten sich die Ergebnisse von Bacastow (1996) als zutreffend erweisen, dann hätte die Abkühlung der (sub-)tropischen Wassermassen während des LGMs jedoch einen wesentlich stärkeren Anteil an der beobachteten $p\text{CO}_2$ -Abnahme als bisher angenommen.

Broecker und Peng (1993a, S. 10f) haben den sogenannten "Harvardton-Bear-Index¹⁰" (*HBI*) eingeführt, der ein Maß für die Empfindlichkeit des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes gegenüber SST-Anomalien in niedrigen Breiten ist:

$$HBI \equiv \frac{p_{eq} - p_0}{p_{ini} - p_0} . \quad (5.1)$$

Darin bezeichnet p den CO_2 -Partialdruck in der Atmosphäre; die Indizes stehen für folgende Partialdrücke:

¹⁰Diese Bezeichnung setzt sich aus den Namen der Universitäten zusammen, an denen etwa zeitgleich ähnliche Boxmodellstudien zur Sensitivität des marinen Kohlenstoffkreislaufes durchgeführt wurden: Harvard (Knox und McElroy, 1984), Princeton (Sarmiento und Toggweiler 1984) und Bern (Siegenthaler und Wenk, 1984).

- p_0 : $p\text{CO}_2$ des Kontrollexperimentes,
- p_{ini} : $p\text{CO}_2$ sofort nach dem Auftreten einer SST-Störung in niedrigen Breiten,
- p_{eq} : $p\text{CO}_2$ des neuen Gleichgewichtszustandes nach SST-Störung.

Der “Harvardton-Bear-Index” ist somit der Faktor, der, multipliziert mit einer initialen $p\text{CO}_2$ -Anomalie, die atmosphärische CO_2 -Anomalie nach Erreichen eines neuen Gleichgewichtszustandes ergibt. Je kleiner der Index, desto schwächer reagiert der atmosphärische CO_2 -Gehalt auf SST-Störungen in niedrigen Breiten und damit einhergehende Veränderungen der Effektivität der Lösungspumpe. Um den Index abzuschätzen, wurden die Oberflächentemperaturen des Zentral-/Südatlantiks und Indo-Pazifiks um $\pm 3\text{ }^\circ\text{C}$ bzw. $\pm 6\text{ }^\circ\text{C}$ verändert. Die resultierenden Partialdrücke und Indizes sind in Tabelle 5.8 zusammengefaßt.

Tab. 5.8: Bestimmung des “Harvardton-Bear-Index” (*HBI*) durch SST-Störungen (ΔSST) in niedrigen Breiten (Box 2/5).

$\Delta\text{SST}\text{ [}^\circ\text{C]}$	$p_{ini}\text{ [}\mu\text{atm]}$	$p_{eq}\text{ [}\mu\text{atm]}$	<i>HBI</i>
-6	242	255	0.66
-3	260	268	0.60
+3	304	293	0.54
+6	329	306	0.53

Die Ergebnisse zeigen, daß der *HBI* — und somit die $p\text{CO}_2$ -Empfindlichkeit gegenüber Temperaturanomalien — bei einer Abkühlung größer ist als bei einer Erwärmung. Dies kommt dadurch zustande, daß $\partial p\text{CO}_2 / \partial T$ proportional zu T ist (bei konstantem [DIC] und [ALK]) und $|p_{ini} - p_0|$ somit für positive Temperaturanomalien größer ist als für negative (NB: $|p_{eq} - p_0|$ ist nahezu unabhängig vom Vorzeichen der Temperaturanomalie). Der Mittelwert der Indizes beträgt 0.6 ± 0.1 (Tab. 5.9) und stimmt somit wesentlich besser mit dem 3D-Modellergebnis (Bacastow, 1996) überein, als mit den älteren Boxmodellstudien (vergl. Zusammenfassung in Broecker und Peng, 1993a, S. 10f). Die Ursache für das abweichende Verhalten der einfachen Boxmodelle liegt vermutlich darin begründet, daß der CO_2 -Partialdruck des Wassers in hohen Breiten bei diesen Modelle nicht variieren kann (Bacastow, 1996). Der entsprechende $p\text{CO}_2(aq)$ wird konstant auf $280\text{ }\mu\text{atm}$ gehalten, während er im 3D-Modell und im hier verwendeten Boxmodell unbeschränkt ist. Eine weitere Möglichkeit, das unterschiedliche Verhalten zu erklären, liegt in der Temperaturabhängigkeit der “rain-ratio” (Gl. 4.18), die in den einfachen Boxmodellen nicht implementiert ist. Eine Wiederholung der Sensitivitätsexperimente unter Beibehaltung der “rain-ratios” des Kontrollexperimentes führt jedoch zu praktisch identischen Resultaten. Ursache ist, daß die “rain-ratios” in niedrigen Breiten aufgrund der relativ hohen Temperaturen nur sehr wenig variieren (um ca. 3 % für $\Delta\text{SST} = \pm 6\text{ }^\circ\text{C}$).

Tab. 5.9: Abschätzung des "Harvardton-Bear Index" (*HBI*) mit Hilfe unterschiedlicher Modelltypen. 1) Broecker und Peng (1993a); 2) diese Studie; 3) Baccastow (1996).

Modellkategorie	<i>HBI</i>
einfache Modelle (3 Boxen) ¹	0.2 ± 0.1
komplexe Modelle (16 Boxen) ²	0.6 ± 0.1
3D-Kohlenstoffmodell ³	0.8 ± 0.1

5.2 Letztes Glaziales Maximum (LGM)

5.2.1 Konfiguration des Boxmodells

Die Boxkonfiguration für das LGM-Experiment, die ebenfalls auf OGCM-Ergebnissen basiert (Abschnitt 3.2), ist in Abbildung 5.15 gezeigt. Die Gesamtzahl der Boxen sowie deren Anzahl innerhalb der einzelnen Boxstapel entspricht dem Kontrollexperiment. Lediglich die meridionalen Boxgrenzen des polaren und subpolaren Südozeans wurden jeweils um 4° nach Norden verschoben, um der entsprechenden Verlagerung der Polarfront im OGCM Rechnung zu tragen. Die modellierte Verschiebung der Front stimmt gut mit der aus Proxydaten abgeleiteten Verlagerung (ca. $2-4^\circ$; CLIMAP, 1981; Nürnberg et al., 1997) überein. Die meridionale Abgrenzung des Nordatlantiks nach Süden wurde gegenüber dem Kontrollexperiment nicht verändert, um ein möglichst starkes NADW-Signal im Boxmodell zu erhalten: Bei einer Verschiebung der Boxgrenze um 4° nach Süden, was der modellierten Verlagerung der Polarfront im OGCM entspräche, würde ein Teil des NADWs innerhalb der Nordatlantikbox rezirkuliert werden. Dieser unerwünschte Effekt entsteht durch die Verwendung tiefenunabhängiger Boxgrenzen in meridionaler Richtung.

Die vertikalen Boxgrenzen unterscheiden sich dadurch von der Konfiguration des Kontrollexperimentes, daß die oberen Grenzen der tiefsten Boxen (in nicht-polaren Regionen) von 3700 nach 2590 m verschoben wurden. Dadurch lassen sich die folgenden OGCM-Befunde optimal im Boxmodell wiedergeben: 1) Die stärkere Ausdehnung von AABW im Zentral-/Südatlantik und subpolaren Südozean, die durch die abgeschwächte NADW-Produktion hervorgerufen wird. (NB: Der Einstrom von AABW in den Atlantik bleibt gegenüber dem Kontrollexperiment unverändert und beträgt 8 Sv.) 2) Der Tiefenwasserausstrom vom Indo-Pazifik in den subpolaren Südozean ($w_{13,15} = -4$ Sv). Ähnlich wie im Kontrollexperiment mußten oberflächennahe Wassertransporte modifiziert werden, um einen Transport entlang von Isopyknen im Boxmodell zu simulieren ($w_{3,10}$ und $w_{1,7}$).

Letztes Glaziales Maximum

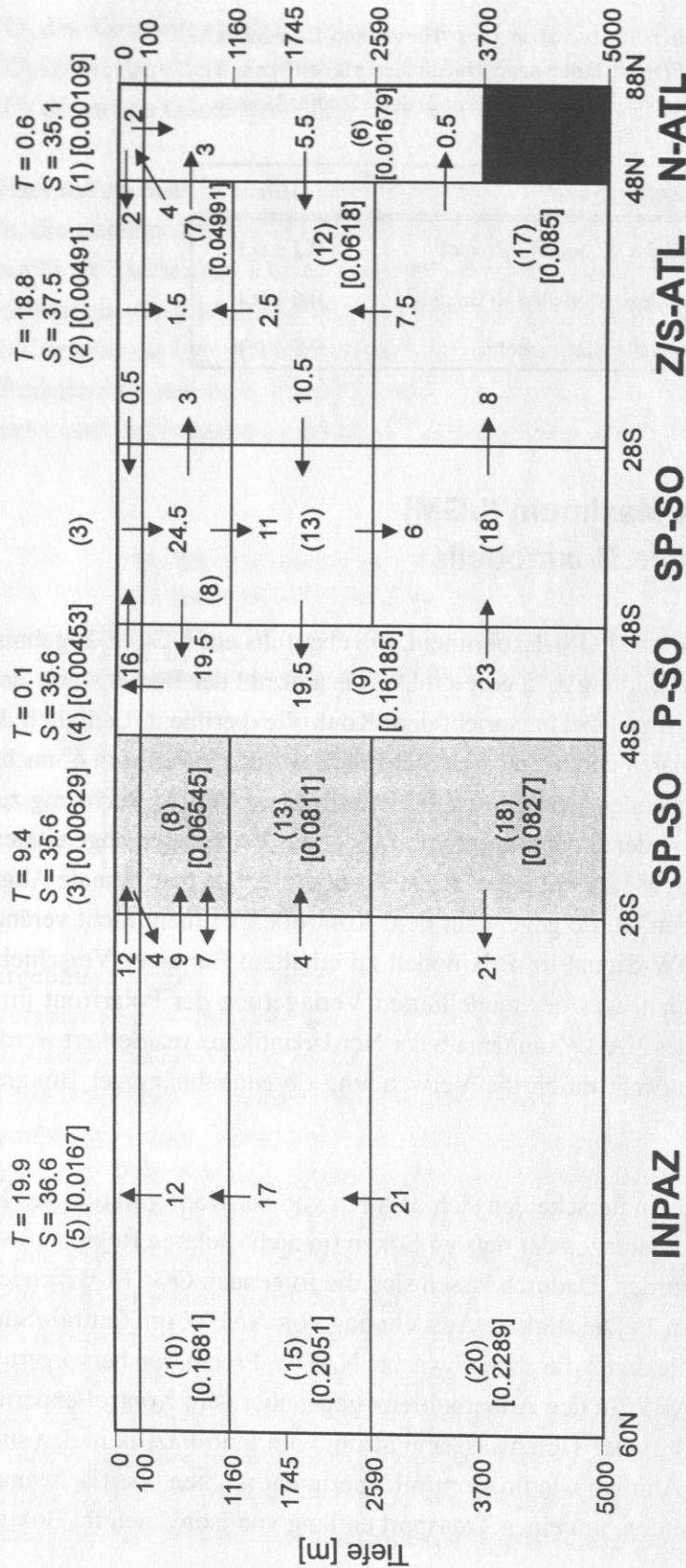


Abb. 5.15: Boxkonfiguration des LGM-Experimentes. Abkürzungen: N-ATL: Nordatlantik; Z/S-ATL: Zentral-/Südatlantik; SP-SO: subpolarer Südozean; P-SO: polarer Südozean und INPAZ: Indo-Pazifik. Zahlen in runden/eckigen Klammern geben Boxnummer/-volumen [10^{16} m³] an. Einfache/doppelte Pfeile markieren uni-/bi-direktionale Wassertransporte. Zahlen neben den Pfeilen geben die Wassertransporte in Sv [$1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$] an. Angaben von Temperaturen (T in [°C]) und Salzgehalten (S in [psu]) beziehen sich auf die Oberflächenboxen. Die meridionalen Boxgrenzen sind am unteren Rand der Abbildung angegeben. Der SP-SO ist wegen seiner globalen Erstreckung zweimal dargestellt (einmal hellgrau unterlegt); vertikale Wassertransporte sind nur einmal gezeigt. Die dunkelgraue Fläche im N-ATL markiert den Meeresboden. Die Darstellung der Boxen ist nicht volumengetreu.

Paläozeanographische Daten belegen sowohl eine Ausdehnung der Meereisbedeckung während des LGMs (CLIMAP, 1981; deVernal et al., 1997), als auch eine regional differenzierte Zunahme der Windintensität zwischen 20 und 80 % (s. Zusammenfassungen in: Crowley und North, 1991, S. 56f; Rea, 1994). Ein besonders ausgeprägter Anstieg der mittleren Passatwindgeschwindigkeit wurde für den Bereich des östlichen subtropischen Atlantiks festgestellt (Sarnthein et al., 1981). Um diese Befunde im Boxmodell zu berücksichtigen, wurden die Gasaustauschkoeffizienten und die Oberflächen-Diffusionskoeffizienten gegenüber dem Kontrollexperimentes modifiziert (Tab. 5.10). Dabei wurde eine positive Korrelation zwischen Windstärke und Gasaustauschkoeffizienten (Liss und Merlivat, 1986) bzw. Diffusionskoeffizienten (vergl. Abschn. 5.1.1) sowie eine negative Korrelation zwischen Meereisbedeckung und diesen beiden Größen zugrunde gelegt. (Letzteres ist ein indirekter Effekt, da Meereis die Windschubspannung, die auf die Ozeanoberfläche wirkt, reduziert).

Die diagnostizierten Nährstoffaufnahme-raten aus dem Kontrollexperiment wurden so gewichtet (vergl. Abschn. 4.3.1a), daß die relativen Änderungen der biologischen Exportproduktion in den Oberflächenboxen mit den entsprechenden paläozeanographischen Befunden übereinstimmen (Tab. 5.10): 1) Produktivitätsindikatoren aus dem Nordatlantik ($> 47^{\circ}\text{N}$) deuten eine Reduktion der LGM-Exportproduktivität um 35–65 % gegenüber heute an (Manighetti und McCave, 1995; Sarnthein et al., 1988); im Modell wurde daher eine Reduktion um 50 % angenommen. 2) Auf der Basis der Untersuchungen von Mix (1989) und Sarnthein et al. (1988) kann für den Zentral-/Südatlantik von einer mittleren Zunahme der LGM-Produktivität um 20 % ausgegangen werden. 3) Die Datenbasis für den Indo-Pazifik ist deutlich schlechter als für den Atlantik. Generell deuten die Befunde jedoch auf eine verstärkte Produktivität während des LGMs hin (Herguera und Berger, 1994; Lyle, 1988; Murray et al., 1993; Paytan et al., 1996; Pedersen et al., 1991; Sancetta, 1992; Sarnthein et al., 1988). Im Modell wird daher für den Indo-Pazifik die gleiche Steigerung der Produktivität angenommen wie für den Zentral-/Südatlantik (20 %). 4) Für den Südozean liegen widersprüchliche Aussagen bezüglich der Produktivität im LGM vor:¹¹ Kumar et al. (1995) postulieren eine extreme Zunahme für Gebiete nördlich der Polarfront; dabei sollen Exportproduktivitäten aufgetreten sein, die typisch für heutige Auftriebsgebiete sind. Für die Regionen südlich der Polarfront stellten Kumar et al. (1993) eine Abnahme der Produktivität fest, ohne diese jedoch zu quantifizieren. Über den gesamten Südozean integriert bedeutet dies eine Zunahme der Exportproduktivität — und damit eine Intensivierung der biologischen Pumpe — während des LGMs. Im Gegensatz zu dieser Hypothese deuten die Befunde von François et al. (1997) und Nürnberg et al. (1997) nicht auf eine signifikante Zunahme der Exportproduktion im *gesamten* Südozean während des LGMs hin. Danach kommt es lediglich zu einer Verlagerung der Hochproduktionszone (im Bereich der

¹¹Hierbei werden nur neuere Arbeiten berücksichtigt, die nicht auf Opal-Akkumulationsraten basieren, da diese durch post-sedimentäre Umlagerungen systematisch verfälscht sein können (François et al., 1997). Stattdessen werden nur Produktivitätsrekonstruktionen verwendet, die auf Partikelflüssen basieren, die anhand von Radionukleiden geschätzt wurden.

heutigen Polarfront) um ca. 5° nach Norden. Südlich dieses Gebietes nimmt die Exportproduktion um bis zu ~ 60 % ab (Nürnberg et al., 1997).

Im Modell werden diese widersprüchlichen Befunde durch eine konservative Festlegung der relativen Änderungen der Exportproduktivitäten für das LGM-Experiment berücksichtigt: Eine deutliche Abnahme der Exportproduktivität im polaren Südozean wird durch eine leichte Zunahme im subpolaren Südozean kompensiert. Integriert über den gesamten Südozean ergibt sich damit für das LGM-Experiment praktisch die gleiche Exportproduktion wie im Kontroll-experiment; es findet lediglich eine regionale Verschiebung der biologischen Kohlenstofffixierung vom polaren in den subpolaren Südozean statt.

Tab. 5.10: LGM-Experiment: Gasaustauschkoeffizienten κ und Oberflächen-Diffusionskoeffizienten D_v . “Wind” und “Meereis” geben die relativen Änderungen der Windschubspannung bzw. der Meereisausdehnung gegenüber dem Kontroll-experiment an (“0”: keine Änderung; “+”: signifikante Zunahme; “++”: starke Zunahme). Diese Faktoren beeinflussen die Größe von κ bzw. D_v . In der letzten Spalte ist die relative Veränderung der biologischen Exportproduktion gegenüber dem Kontroll-experiment angegeben.

Oberflächen-box	κ [cm h ⁻¹]	D_v [cm ² s ⁻¹]	Wind	Meer-eis	$P_{exp}^{(LGM)} / P_{exp}^{(MOD)}$
N-ATL	18.75	1.00	+	++	0.50
Z/S-ATL	20.00	2.00	++	0	1.20
SP-SO	18.75	0.66	+	++	1.10
P-SO	2.00	0.50	0	++	0.05
INPAZ	12.50	1.00	0	0	1.20

5.2.2 LGM-Modellergebnisse/Bewertung

Im folgenden werden die modellierten Stoffverteilungen, die aus dem LGM-Experiment resultieren, beschrieben. Dabei wird der Schwerpunkt auf diejenigen Parameter gelegt, die sich entweder direkt oder indirekt mit paläozeanographischen Daten vergleichen lassen (eine vollständige Auflistung aller Modellergebnisse befindet sich im Anhang). Das Boxmodell wurde mit denselben Bedingungen gestartet wie das Kontroll-experiment (Tab. 5.1) und über 10⁵ Modelljahre integriert.

Die atmosphärische CO₂-Konzentration (Tab. 5.11) nimmt gegenüber dem Kontroll-experiment um 34 µatm ab. Diese pCO₂-Abnahme wird zu etwa gleichen Teilen durch eine größere

Effektivität der Lösungspumpe (35 %) bzw. eine globale Zunahme der biologischen Produktivität (40 %) hervorgerufen¹². Da die relative Abnahme der mittleren Oberflächentemperatur zwischen LGM und Kontrollexperiment ca. 7mal so groß ist wie die gleichzeitig stattfindende relative Zunahme des mittleren Oberflächensalzgehaltes (Eiseffekt; vergl. Daten in Abb. 5.1 und 5.15), entsteht eine Netto-Reduktion des mittleren CO₂-Partialdruckes im Oberflächenwasser beim Übergang vom heutigen Zustand zu den LGM-Randbedingungen (Gl. 2.16). Die global integrierte biologische Produktivität steigt gegenüber dem Kontrollexperiment auf 6.51 Gt C a⁻¹ (ca. + 9 %) an. Weiterhin führen die reduzierten LGM-Oberflächentemperaturen zu einer Abnahme der "rain-ratio" (Gl. 4.18) auf 1:8.1 (Kontrollexperiment: 1:7.9), wodurch die Effektivität der Karbonat-Gegenpumpe im Vergleich zur organischen Kohlenstoffpumpe geschwächt wird.

Tab. 5.11: Atmosphärische Kenngrößen im LGM-Experiment sowie Anomalien gegenüber dem Kontrollexperiment (MOD).

Größe	LGM	LGM - MOD
$p\text{CO}_2$	246 μatm	- 34 μatm
$\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$	-6.48 ‰	+0.07 ‰
$\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$	25.9 ‰	+25.9 ‰

Die Verteilung der ozeanischen CO₂-Quellen und -Senken in bezug auf die Atmosphäre ist im LGM-Experiment identisch zum Kontrolllauf (vergl. Tab. 5.5). Allerdings nimmt die Bedeutung des Nordatlantiks als CO₂-Senke gegenüber dem subpolaren Südozean dramatisch ab: Während der Nordatlantik im Kontrollexperiment für ~ 25 % der ozeanischen CO₂-Aufnahme verantwortlich ist, sinkt dieser Anteil im LGM-Experiment auf ~ 4 % ab (s. integrierte Atmosphäre-Ozean CO₂-Flüsse im Anhang).

Veränderungen der Zirkulation und der Boxgeometrie haben an sich nur einen relativ geringen Einfluß auf den modellierten CO₂-Gehalt der Atmosphäre; sie erklären ~ 10 % der glazialen $p\text{CO}_2$ -Reduktion im Modell (die verbleibenden 15 % werden durch nichtlineare Wechselwirkungen zwischen den betrachteten Faktoren SST/SSS, Boxgeometrie/Diffusionskoeffizienten und Nährstoffaufnahme-raten erklärt). Dies kommt daher, daß sich das globale Verhältnis zwischen Auftrieb von CO₂-reichen Tiefenwassermassen zur biologischen Kohlenstofffixierung beim Übergang vom Kontrollexperiment zum LGM-Zustand nur geringfügig ändert.

¹²Die Auswirkungen von Veränderungen der Faktoren SST/SSS, Boxgeometrie/Diffusionskoeffizienten und Nährstoffaufnahme-raten auf den $p\text{CO}_2$ der Atmosphäre wurden mit Hilfe der Stein-Alpert-Methode (Dutrieux et al., 1996) ermittelt. Hierdurch ist es möglich, die Wirkungen einzelner Faktoren von nichtlinearen Effekten zwischen diesen Faktoren zu trennen.

Insbesondere führt die Zunahme des Oberflächen-Diffusionskoeffizienten im Zentral-/Südatlantik zu einem erhöhten atmosphärischen $p\text{CO}_2$ (vergl. Abschn. 5.1.3c). Ein Verzicht auf diese Vergrößerung des Diffusionskoeffizienten im Zentral-/Südatlantik hätte zwar einen niedrigeren CO_2 -Gehalt in der Atmosphäre zu Folge — andererseits würden dann jedoch nicht mehr genug Nährstoffe in die Oberflächenbox gelangen, um die aus paläozoanographischen Daten abgeleitete Steigerung der biologischen Produktivität (Tab. 5.10) zu gewährleisten.

Die vom Boxmodell prognostizierte Abnahme des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes im LGM erklärt ~ 43 % der gemessenen Abnahme gegenüber dem vorindustriellen Wert (Barnola et al., 1987). Die Unfähigkeit des Boxmodells, eine realistische CO_2 -Konzentration in der glazialen Atmosphäre zu erzeugen, hängt vermutlich damit zusammen, daß wichtige Komponenten des marinen Kohlenstoffkreislaufes (z. B. kalziumkarbonathaltige Sedimente) im Modell fehlen. In Abschnitt 5.2.3 werden zu dieser Frage durchgeführte Sensitivitätsexperimente vorgestellt.

Das modellierte $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnis der glazialen Atmosphäre ist gegenüber dem Kontrollexperiment minimal angestiegen (Tab. 5.11). Dieses Ergebnis steht im Widerspruch zu paläoklimatologischen Befunden, die für das LGM eine $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Abnahme gegenüber dem vorindustriellen Wert zwischen $-0.3 \pm 0.2 \text{ ‰}$ (Leuenberger et al., 1992) und $-0.7 \pm 0.2 \text{ ‰}$ (Marino et al., 1992) ergeben. Der modellierte $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anstieg wird im wesentlichen durch drei sich teilweise kompensierende Prozesse gesteuert: 1) Durch die erhöhte biologische Exportproduktivität während des LGMs entsteht in Verbindung mit der Isotopenfraktionierung bei der Photosynthese eine mittlere $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie in den Oberflächenboxen von ~ 0.05 ‰, die durch den Gasaustausch in die Atmosphäre transferiert wird. 2) Aufgrund der reduzierten Gasaustauschkoeffizienten in hohen Breiten (vergl. Tab. 5.10) "sieht" die LGM-Atmosphäre bevorzugt die wärmeren Oberflächenboxen. Dies führt im globalen Mittel zu einer reduzierten Isotopenfraktionierung beim Gasaustausch (vergl. Gl. 4.6 und 4.7) und somit bei konstantem $\delta^{13}\text{C}$ des Oberflächenwassers zu einer Zunahme des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ um ~ 0.25 ‰. 3) Die SST-Abnahme während des LGMs bewirkt im Mittel eine Zunahme der Isotopenfraktionierung beim Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre um ~ 0.24 ‰ (vergl. Gl. 4.6 und 4.7). Bei konstantem $\delta^{13}\text{C}$ des Oberflächenwassers würde hieraus eine Reduktion des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ um den gleichen Betrag resultieren.

Die ausgeprägte positive $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie von fast 26 ‰ gegenüber dem Kontrollexperiment spiegelt die reduzierte Aufnahme von ^{14}C , das in der Atmosphäre produziert wird, durch den Ozean wider. Diese Anomalie wird ungefähr jeweils zur Hälfte durch den reduzierten Gasaustausch in hohen Breiten sowie die veränderte ozeanische Zirkulation hervorgerufen.

Die Verteilungen von $[\text{PO}_4]$, $[\text{DIC}]$, $[\text{ALK}]$, $\delta^{13}\text{C}$ sowie $\Delta^{14}\text{C}$ in den ozeanischen Boxen sind zusammen mit den Ergebnissen des Kontrollexperimentes in den Abbildungen 5.16 bis 5.20 dargestellt. Die größten Unterschiede der Stoffverteilungen zwischen LGM- und Kontrollexperi-

ment treten im Atlantik auf, da die Veränderungen der modellierten ozeanischen Zirkulation hier am stärksten ausgeprägt sind. Generell bleiben die heutigen horizontalen Gradienten der Stoffverteilungen im Tiefenwasser (~ 3000 m) jedoch auch im LGM erhalten, d. h., daß eine generelle Zunahme von $[\text{PO}_4]$, $[\text{DIC}]$ und $[\text{ALK}]$ bzw. eine Abnahme von $\delta^{13}\text{C}$ und $\Delta^{14}\text{C}$ vom Nordatlantik zum Indo-Pazifik vorhanden ist. Im Vergleich zum Kontrollexperiment sind diese horizontalen Gradienten jedoch deutlich schwächer ausgeprägt; beispielsweise sinkt der $\delta^{13}\text{C}$ -Gradient von Zentral-/Südatlantik zum Indo-Pazifik in 3000 m Tiefe von -0.65 ‰ im Kontrolllauf auf -0.12 ‰ im LGM-Experiment ab.

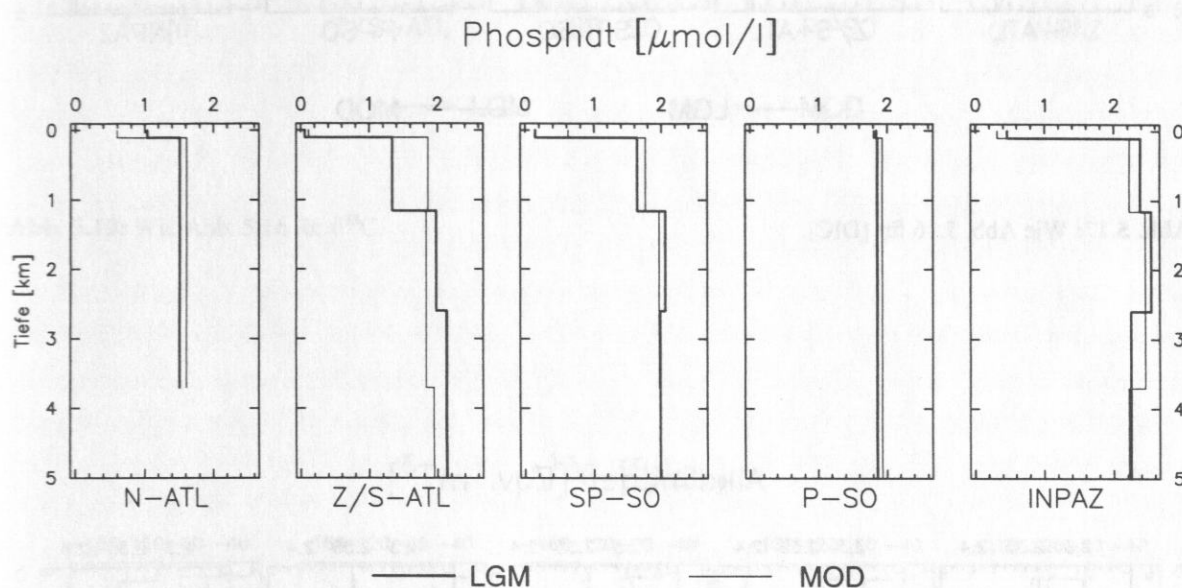


Abb. 5.16: Phosphatverteilung ($[\text{PO}_4]$) in den ozeanischen Boxen für das LGM-Experiment. Zum Vergleich sind die Ergebnisse des Kontrolllaufes (MOD) mit dargestellt. Abkürzungen der Ozeane wie in Abb. 5.15.

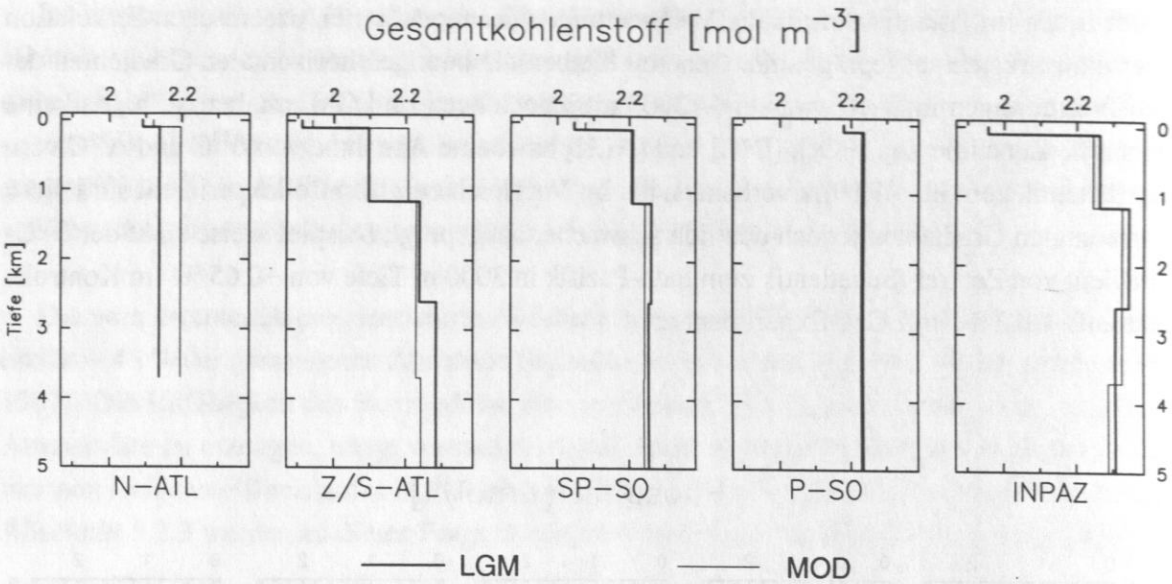


Abb. 5.17: Wie Abb. 5.16 für [DIC].

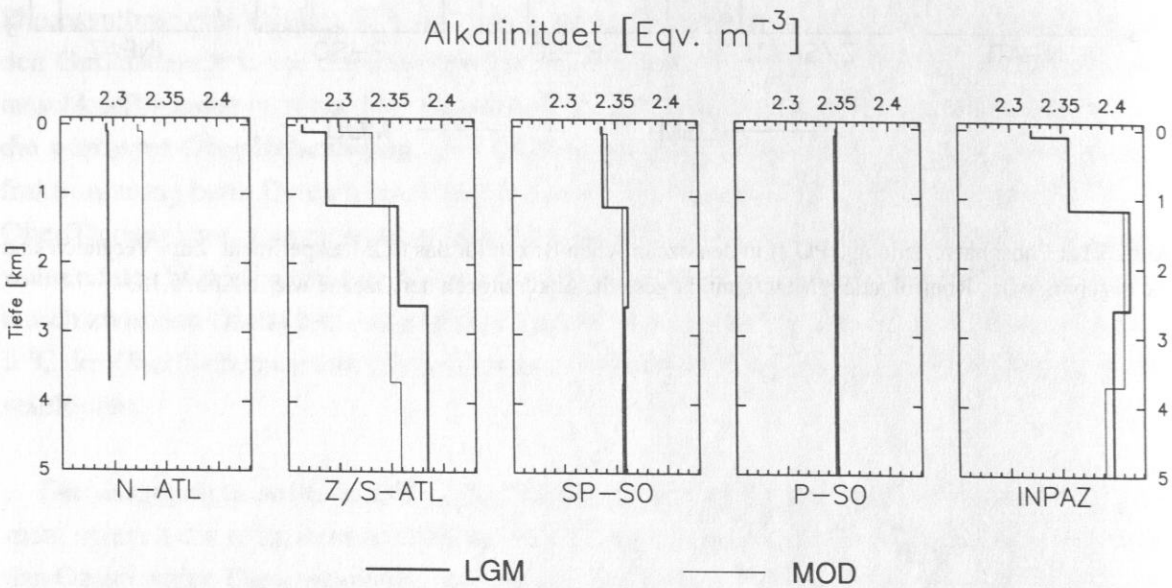


Abb. 5.18: Wie Abb. 5.16 für [ALK].

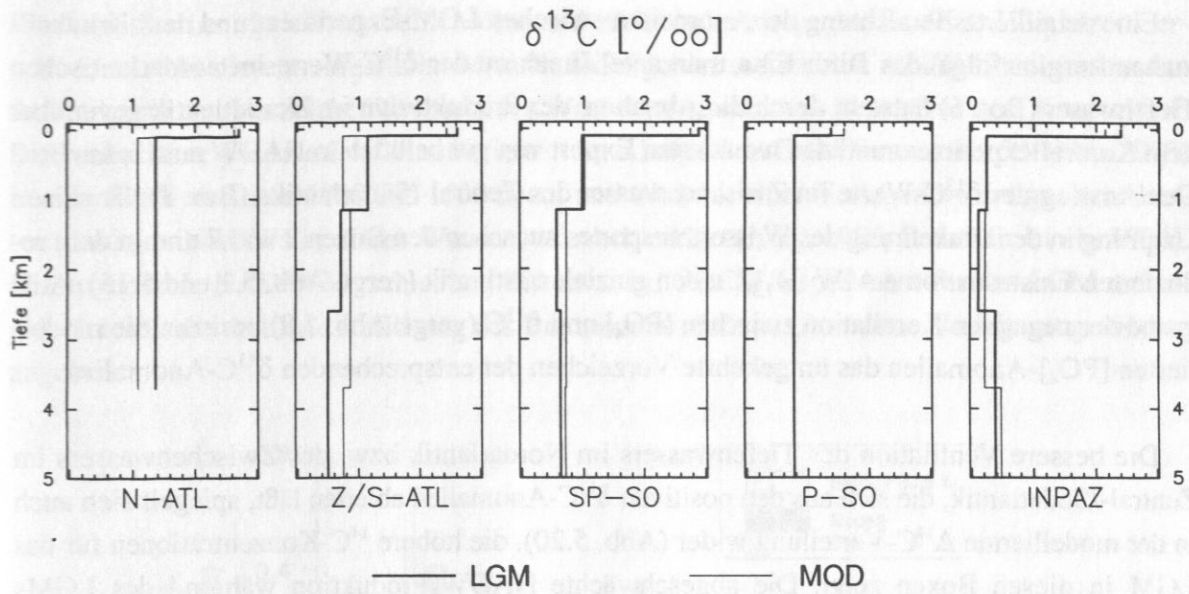


Abb. 5.19: Wie Abb. 5.16 für $\delta^{13}\text{C}$.

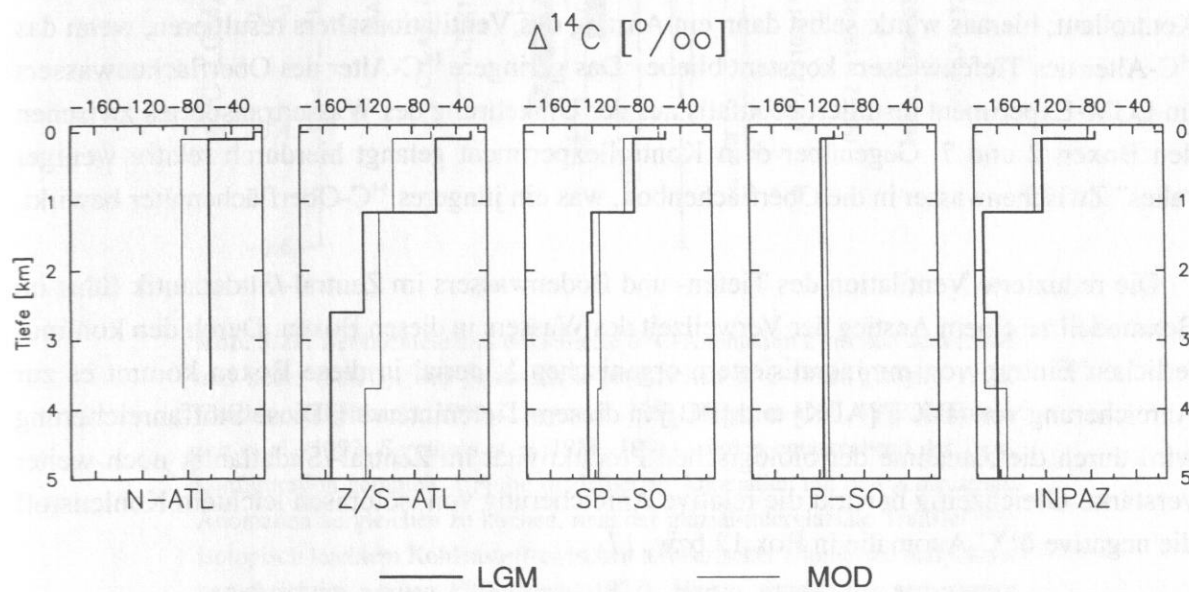


Abb. 5.20: Wie Abb. 5.16 für $\Delta^{14}\text{C}$.

Eine detaillierte Betrachtung der Anomalien zwischen LGM-Experiment und dem Kontrollzustand ergibt folgendes Bild: Eine markante Zunahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im nordatlantischen Tiefenwasser (Box 6) entsteht durch die Abnahme der Produktivität im Nordatlantik gegenüber dem Kontrollexperiment und den reduzierten Export von gut belüftetem NADW aus dieser Box. Der Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Zwischenwasser des Zentral-/Südatlantiks (Box 7) hat seinen Ursprung in der Umkehrung des Wassertransportes zwischen den Boxen 2 und 7 und in dem reduzierten Einstrom von AAIW ($w_{7,8}$) in den glazialen Atlantik (vergl. Abb. 5.1 und 5.15). Aufgrund der negativen Korrelation zwischen $[\text{PO}_4]$ und $\delta^{13}\text{C}$ (vergl. Abb. 5.8) besitzen die modellierten $[\text{PO}_4]$ -Anomalien das umgekehrte Vorzeichen der entsprechenden $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien.

Die bessere Ventilation des Tiefenwassers im Nordatlantik bzw. des Zwischenwassers im Zentral-/Südatlantik, die sich aus den positiven $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien ableiten läßt, spiegelt sich auch in der modellierten $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung wider (Abb. 5.20), die höhere ^{14}C -Konzentrationen für das LGM in diesen Boxen zeigt. Die abgeschwächte NADW-Produktion während des LGMs bewirkt weiterhin einen Anstieg des ^{14}C -Alters des Tiefenwassers (relativ zur Atmosphäre) im Zentral-/Südatlantik um ~ 500 a in 4000 m Tiefe. Die Zunahme des ^{14}C -Ventilationsalters, d. h. die ^{14}C -Altersdifferenz zwischen Tiefen- und Oberflächenwasser, beträgt im Modell ~ 590 a in dieser Tiefe. Diese Altersanomalie ist größer als die gemessene Zunahme, die für den westlichen äquatorialen Atlantik 300 ± 150 a beträgt (4000 m Tiefe, Broecker et al., 1990). Die Ursache für diese Diskrepanz zwischen Modell und Daten liegt vermutlich darin begründet, daß das ^{14}C -Alter der Oberflächenbox im Zentral-/Südatlantik im LGM-Experiment ~ 100 a geringer ist als im Kontrolllauf; hieraus würde selbst dann ein Anstieg des Ventilationsalters resultieren, wenn das ^{14}C -Alter des Tiefenwassers konstant bliebe. Das geringere ^{14}C -Alter des Oberflächenwassers im LGM-Experiment resultiert ebenfalls aus der Umkehrung des Wassertransportes zwischen den Boxen 2 und 7. Gegenüber dem Kontrollexperiment gelangt hierdurch relativ weniger "altes" Zwischenwasser in die Oberflächenbox, was ein jüngeres ^{14}C -Oberflächenalter bewirkt.

Die reduzierte Ventilation des Tiefen- und Bodenwassers im Zentral-/Südatlantik führt im Boxmodell zu einem Anstieg der Verweilzeit des Wassers in diesen Boxen. Durch den kontinuierlichen Eintrag von remineralisiertem organischen Material in diese Boxen kommt es zur Anreicherung von $[\text{DIC}]$, $[\text{ALK}]$ und $[\text{PO}_4]$ in diesem Tiefenintervall. Diese Stoffanreicherung wird durch die Zunahme der biologischen Produktivität im Zentral-/Südatlantik noch weiter verstärkt. Gleichzeitig bewirkt die relative Anreicherung von isotopisch leichtem Kohlenstoff die negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie in Box 12 bzw. 17.

Ein Vergleich der modellierten atlantischen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien mit paläozeanographischen Daten (Abb. 5.21) zeigt eine relativ gute Übereinstimmung in bezug auf die Vorzeichen der Anomalien. Sowohl im Nordatlantik als auch im Zwischenwasser des Zentral-/Südatlantiks (100–1160 m) stimmen die modellierten $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien auch quantitativ mit den gemessenen Werten überein. Allerdings hat die positive $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im Zwischenwasser des Zentral-

/Südatlantiks im Modell vermutlich eine andere Ursache als in der Realität: Wie bereits erwähnt, entsteht diese Anomalie im Modell als Folge des reduzierten AAIW-Einstroms in den Atlantik und des Vorzeichenwechsels des Wassertransportes $w_{2,7}$ gegenüber dem Kontrolllauf. Die beobachtete positive $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie tritt im atlantischen Zwischenwasser (50°N bis 20°S) in einer Tiefe zwischen 1000 und 1500 m auf und wird mit einer Verlagerung des gut ventilierten glazialen NADWs in dieses Wasserstockwerk erklärt (Jung, 1996; Sarinthein et al., 1994). Diese vertikale NADW-Verschiebung tritt zwar im OGCM-Experiment für das LGM auf — jedoch reicht die vertikale Auflösung des Boxmodells nicht aus, um diese Verlagerung wiederzugeben.

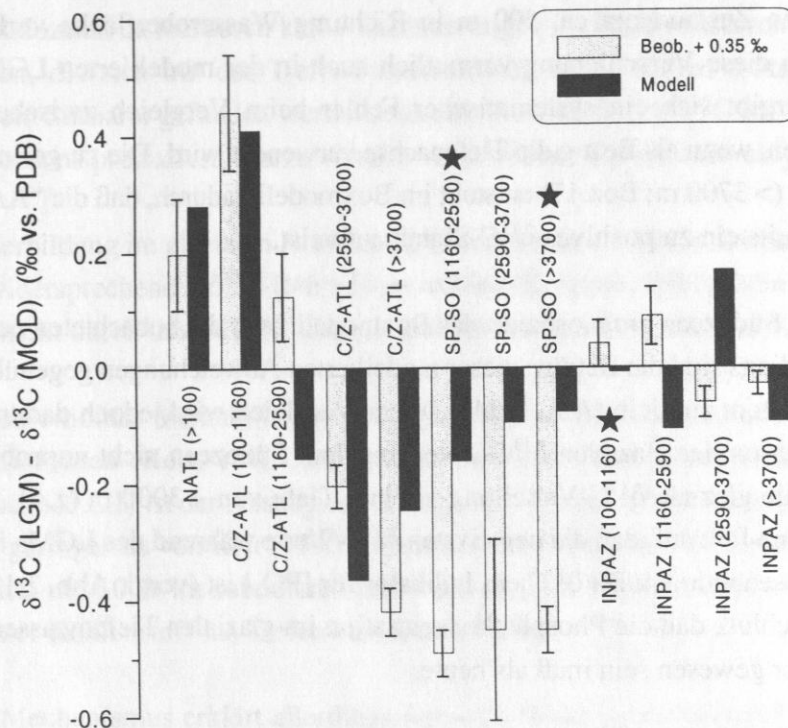


Abb. 5.21: Beobachtete und modellierte $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien zwischen dem LGM und heute (MOD). Die gemessenen benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Daten (Boyle, 1992; Charles und Fairbanks, 1992; Curry et al., 1988; Herguera et al., 1992; Mackensen et al., 1993; Sarinthein et al. 1988, 1994) wurden entsprechend der Box-konfiguration gemittelt. Um die modellierten Anomalien mit den gemessenen Anomalien vergleichen zu können, muß der glazial-interglaziale Transfer von isotopisch leichtem Kohlenstoff zwischen terrestrischer Biomasse und Ozean berücksichtigt werden (Shackleton, 1977). Hierzu wurden die gemessenen glazialen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 0.35 ‰ erhöht (Duplessy et al., 1988; Crowley, 1995). Die angegebenen Fehlerbalken markieren 1 σ -Fehler der Mittelwerte, wobei jeweils das Maximum aus internem und externem Fehler (Gränicher, 1994, S. 6-4f) angegeben ist. Für den internen Fehler wurde ein Meßfehler bei der Isotopenmessung von 0.04 ‰ zugrunde gelegt. Abkürzungen der Ozeane wie in Abb. 5.15; Zahlen in Klammern geben die Wassertiefe in Metern an; (★) markieren Tiefenintervalle, für die nur ein Meßpunkt vorliegt.

Die modellierte $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im Tiefenintervall 2590–3700 m, die größer ist, als die paläozeanographischen Befunde andeuten, kommt dadurch zustande, daß NADW (hohes $\delta^{13}\text{C}$ -Signal) des Kontrollexperimentes durch AABW (niedriges $\delta^{13}\text{C}$ -Signal) im LGM-Experiment verdrängt wird. Hierdurch entsteht in diesem Tiefenintervall eine größere $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie als im darunter liegenden Tiefenintervall, das sowohl im Kontrolllauf als auch LGM-Experiment AABW repräsentiert. Offensichtlich gelangt im Boxmodell zuviel AABW aus der untersten Box des Zentral-/Südatlantiks ins Tiefenwasser (1160–2590 m), so daß in diesem Tiefenintervall eine negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie prognostiziert wird, während die Daten eine positive Anomalie belegen. Bei diesem Vergleich zwischen Daten und Modellergebnissen muß jedoch berücksichtigt werden, daß die modellierten atlantischen Wassermassen im OGCM-Kontrolllauf gegenüber dem tatsächlichen Zustand um ca. 500 m in Richtung Wasseroberfläche verlagert sind (s. Abschn. 3.1). Da diese Verschiebung vermutlich auch in der modellierten LGM-Zirkulation vorhanden ist, ergibt sich ein systematischer Fehler beim Vergleich zwischen Daten und Modellergebnissen, wenn als Bezug die Tiefenachse verwendet wird. Die zu geringe $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im AABW (> 3700 m; Box 17) entsteht im Boxmodell dadurch, daß die "AABW-Quelle" im Südozean bereits ein zu positives $\delta^{13}\text{C}$ -Signal aufweist.

Im subpolaren Südozean prognostiziert das Boxmodell zwar die beobachteten negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien; allerdings sind die Beträge dieser modellierten Abweichungen gegenüber den Beobachtungen bei weitem zu klein (Abb. 5.21). Dieser Vergleich wird jedoch dadurch erschwert, daß die Interpretation der glazialen $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus dem Südozean nicht unproblematisch ist: Betrachtet man die glaziale $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung in einer Tiefe von ~ 3000 m (z. B. Michel et al., 1995, Abb. 7), dann fällt auf, daß die negativsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte während des LGMs im Gebiet des Südozeans gemessen wurden. Da $\delta^{13}\text{C}$ ein Indikator für $[\text{PO}_4]$ ist (vergl. Abb. 2.1), führt dieser Befund zu dem Schluß, daß die Phosphatkonzentration im glazialen Tiefenwasser des Südozeans deutlich höher gewesen sein muß als heute.

Im Gegensatz dazu zeigen benthische Cd/Ca-Daten aus dem Südozean, die ebenfalls einen quantitativen $[\text{PO}_4]$ -Indikator darstellen, keine entsprechende Anomalie für das LGM an (Boyle, 1988a, 1992). Unter der Annahme, daß die Cd/Ca- $[\text{PO}_4]$ -Beziehung keine systematischen Fehler aufweist, müßte es also zu einer Entkopplung der $\delta^{13}\text{C}$ - $[\text{PO}_4]$ -Beziehung im glazialen Südozean gekommen sein. Anhand der Beobachtungen von Mackensen et al. (1993) postulieren Boyle und Rosenthal (1996), daß die ausgeprägte Saisonalität der biologischen Produktion dazu führen kann, daß epibenthische Foraminiferen in einer Lage aus "marinem Schnee" leben (eine Synchronisation zwischen benthischer und pelagischer Saisonalität wird über die benthisch-pelagische Kopplung hergestellt [Gooday, 1988]). Die Remineralisation dieses isotopisch leichten Detritus' in der direkten Umgebung der Foraminiferen führt dazu, daß die Kalkschalen der Foraminiferen ein leichteres $\delta^{13}\text{C}$ -Signal aufweisen als das Bodenwasser (vergl. Sarnthein et al., 1988) und somit keinen verlässlichen Indikator für das $\delta^{13}\text{C}$ des Bodenwassers und dessen Phosphatkonzentration darstellen. Diese Hypothese ist besonders plausibel für Gebiete, die im

Einflußbereich von polaren Hochproduktionsgebieten (z. B. Polarfront) liegen, da dort eine große Wahrscheinlichkeit besteht, daß der Meeresboden auf lokalen bis regionalen Raumskalen saisonal von "marinem Schnee" bedeckt ist (Berger et al., 1989). Somit sollten die beobachteten glazialen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien lediglich im Bereich von glazialen Hochproduktionszonen im Südozean auftreten.

Epibenthische $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus unterschiedlichen Gebieten des Atlantiks zeigen jedoch, daß sich glaziales AABW mit einem sehr niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Signal bis mindestens 20°N verfolgen läßt (Sarnthein et al., 1994, Abb. 11). Diese großskalige Verbreitung der negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie spricht gegen den "Mackensen-Effekt" als alleinige Ursache für die negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien im glazialen Südozean, da hierdurch keine Veränderungen im Bodenwasserchemismus hervorgerufen werden, die sich mit der Tiefenwasserstömung nach Norden transportieren ließen. Folglich muß ein Szenario gefunden werden, das eine Reduktion des $\delta^{13}\text{C}$ im Tiefenwasser des glazialen Südozeans produziert; hierzu wurden verschiedene Hypothesen aufgestellt:

- 1) Bodenwasserbildung im glazialen Nordpazifik (Broecker et al., 1985). Dieses Szenario wurde aufgrund widersprechender $\delta^{13}\text{C}$ -Befunde verworfen (Keigwin, 1987; Zahn et al., 1991) und wird auch nicht durch das OGCM-Experiment für das LGM (s. Abschn. 3.2) untermauert.
- 2) Eine 3.4fach erhöhte Verhältnis von biologischer Produktivität zu Auftrieb im gesamten glazialen Südozean (Keir, 1990). Ausgehend von den Paläoproduktivitätsabschätzungen (vergl. Abschn. 5.2.1) ist der Anstieg der biologischen Produktivität im subpolaren Südozean wesentlich geringer als von Keir (1990) angenommen. Durch die Zunahme der biologischen Produktivität um 10 % im subpolaren Südozean (Tab. 5.10) wird zwar relativ mehr isotopisch leichter Kohlenstoff ins Tiefenwasser transferiert.

Dieser Mechanismus erklärt allerdings nur $\sim 20\%$ der modellierten $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im subpolaren Tiefenwasser (Box 13). Das von Keir (1990) postulierte Szenario steht außerdem im Widerspruch zu den Befunden von François et al. (1997), die aufgrund von $\delta^{15}\text{N}$ -Untersuchungen zu dem Ergebnis gelangen, daß das Verhältnis von Produktivität zu Auftrieb im atlantischen bzw. indischen Sektor des Südozeans zwischen 40° und 50°S — also der Region, in der die negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien gemessen wurden — während des LGMs nur um $\sim 12\%$ höher war als heute. Andererseits deuten diese Ergebnisse auf einen 2.5fachen Anstieg des Verhältnisses von Produktivität zu Auftrieb für die Gebiete südlich der antarktischen Polarfront hin. Aufgrund fehlender $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus dieser Region läßt sich nicht beurteilen, ob die glazialen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte hier ebenfalls deutlich niedriger waren als die heutigen Werte.

Da das Boxmodell von Keir (1990) keine separaten Boxen für den subpolaren bzw. polaren Südozean enthält, ist nicht klar, ob das postulierte Szenario zu einer negativen $\delta^{13}\text{C}$ -

Anomalie im subpolaren Südozean führen würde, wenn es, statt im gesamten Südozean, lediglich südlich der Polarfront zu einem Anstieg des Verhältnisses von biologischer Exportproduktivität zu Auftrieb käme. Ein weiteres Problem, das sich aus dem von Keir (1990) vorgeschlagenen Szenario ergibt, besteht darin, daß erhöhte planktonische $\delta^{13}\text{C}$ -Werte resultieren, was im Widerspruch zu Messungen an *Neoglobobulimina pachyderma* und *Globobulimina bulloides* steht, die negative Anomalien belegen (Charles und Fairbanks, 1990; Ninne-mann und Charles, 1997).

- 3) Veränderungen der ozeanischen Zirkulation. Die negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im subpolaren Südozean entsteht im Boxmodell im wesentlichen durch die veränderte Tiefenwasserzirkulation zwischen Indo-Pazifik und subpolarem Südozean (vergl. Abb. 3.2 und 3.4). Im Vergleich zum Kontrollexperiment strömt im LGM-Experiment indo-pazifisches Tiefenwasser, das ein leichtes $\delta^{13}\text{C}$ -Signal aufweist, in einer Tiefe zwischen 1160 und 2590 m in den Südozean (vergl. Abb. 5.1 und 5.15) und verschiebt damit die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Südozean in eine negative Richtung.

Dieses Modellergebnis ähnelt den Modellbefunden von Michel et al. (1995) dahingehend, daß durch die glaziale Intensivierung des subantarktischen Zwischenwassereinstromes in den Indo-Pazifik eine Veränderung der Tiefenwasserzirkulation ausgelöst wird (s. Abschn. 3.2), die in der Lage ist, eine Veränderung der $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Südozean zu bewirken. Im Modellexperiment von Michel et al. (1995) führt die Bildung von subantarktischem Zwischenwasser im LGM allerdings zu einer Umkehr der Bodenwasserströmung zwischen polarem und subpolarem Südozean (vergl. Abb. 1 und 8 in Michel et al., 1995). Hierdurch läßt sich zwar eine negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im zirkumpolaren Tiefenwasser erzeugen, deren Amplitude mit den Beobachtungen übereinstimmt, andererseits ist die Umkehrung der Bodenwasserströmungsrichtung nur sehr schwer mit ozeanographischen Modellexperimenten in Einklang zu bringen. Weder das in Abschnitt 3.2 beschriebene OGCM-Experiment für das LGM noch die Modellexperimente von Duplessy et al. (1996) bzw. Winguth (1997) produzieren ein entsprechendes Zirkulationselement.

Diesen drei Szenarien ist gemein, daß sie keine Entkopplung zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und $[\text{PO}_4]$ produzieren; somit lassen sich die widersprechenden Befunde bezüglich der Phosphatkonzentration im glazialen Südozean, die aus den $\delta^{13}\text{C}$ - und Cd/Ca-Daten resultieren, nicht erklären. Es wird stattdessen impliziert, daß die glazialen Cd/Ca-Messungen keine verlässliche Abschätzung der Phosphatkonzentrationen im Südozean ermöglichen. De Baar et al. (1994) sowie Frew (1995) erörtern Möglichkeiten, die zu einer Entkopplung der Cd/Ca- $[\text{PO}_4]$ -Beziehung (und damit der $\delta^{13}\text{C}$ -Cd/Ca-Relation) im glazialen Südozean geführt haben könnten.

Broecker (1993) hat vorgeschlagen, daß die verstärkte Ausdehnung von Meereis im glazialen Südozean zu einem reduzierten Gasaustausch geführt hat. Aufgrund der temperaturabhängigen Isotopenfraktionierung beim Gasaustausch weist heutiges Weddell-See Bodenwasser relativ hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf (Lynch-Stieglitz et al., 1995). Die Reduktion des Gasaustausches könnte also zu einer negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im Südozean und außerdem zu einer Entkopplung zwischen Cd/Ca und $\delta^{13}\text{C}$ geführt haben. Entsprechende Modellexperimente mit einem 3D-Kohlenstoffmodell zeigen jedoch, daß selbst bei einer vollständigen Meereisbedeckung des Südozeans südlich von 40°S keine hinreichend große negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie resultiert (Heinze und Broecker, 1995). Dieser Modellbefund deckt sich mit den hier vorgestellten Modellergebnissen, aus denen hervorgeht, daß der reduzierte Gasaustausch im polaren Südozean lediglich zu einer minimalen Abnahme des $\delta^{13}\text{C}$ -Signals im subpolaren Zwischenwasser (Box 8) um $\sim 0.04\text{‰}$ führt. Die von Broecker (1993) vorgeschlagene Entkopplung zwischen $[\text{PO}_4]$ und $\delta^{13}\text{C}$ läßt sich im Boxmodell durch eine Modifikation des Gasaustausches also nicht realisieren.

Im Indo-Pazifik bleibt das grundsätzliche Zirkulationsmuster des Kontrollexperimentes — Bodenwassereinstrom und Tiefenwasserausstrom — auch im LGM-Experiment erhalten. Folglich ändert sich die generelle Stoffverteilung (höhere PO_4 -, DIC- und ALK-Konzentrationen bzw. niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ - und $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte im Tiefenwasser als im Bodenwasser) nicht. Die beobachteten $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien werden durch das Boxmodell nur unzureichend reproduziert (Abb. 5.21). Lediglich im Bodenwasser stimmt das Vorzeichen der modellierten mit der beobachteten Anomalie überein. Die Abweichung zwischen Modell und Daten im Zwischenwasser (Box 10) ist allerdings nicht sehr aussagekräftig, da die beobachtete Anomalie lediglich auf einem einzigen Datenpunkt basiert. Das "falsche" Vorzeichen der Anomalie in 2590–3700 m Wassertiefe resultiert aus der vertikalen Verschiebung der Grenze zwischen Tiefen- und Bodenwasserbox um $\sim 1100\text{ m}$ im LGM-Experiment (vergl. Abb. 5.19). Hierdurch wird $\delta^{13}\text{C}$ -abgereichertes indopazifisches Tiefenwasser des Kontrollexperimentes durch besser ventiliertes glaziales Bodenwasser mit einem höheren $\delta^{13}\text{C}$ ersetzt. Vermutlich wird diese vertikale Verlagerung des glazialen AABW durch die geringe vertikale Auflösung des Boxmodells überschätzt. (Die indopazifische Bodenwasserbox wurde im LGM-Experiment vergrößert, um den Tiefenwasserausstrom innerhalb einer Box zu erfassen. Dies ist notwendig, um die negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im subpolaren Südozean zu erzeugen.) Ein tieferer Ausstrom würde zu einer besseren Übereinstimmung zwischen modellierten und gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien führen, da in diesem Fall die prognostizierte negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im Tiefenintervall 1160–2590 m mit der beobachteten negativen Anomalie des Intervalls 2590–3700 m zusammenfallen würde (vergl. Abb. 5.21).

Insgesamt läßt sich feststellen, daß die modellierten Vorzeichen der $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien in 67 % der Fälle mit den gemessenen Vorzeichen übereinstimmen. Betrachtet man allerdings die Amplituden der Anomalien, dann werden diese nur in 29 % der Fälle, in denen die Vorzeichen übereinstimmen, vom Modell reproduziert. Die beste Übereinstimmung ergibt sich für den atlantischen Ozean, für den benthische $\delta^{13}\text{C}$ -Daten relativ flächendeckend zur Verfügung stehen.

Im Unterschied dazu können die indo-pazifischen Daten nicht unbedingt als repräsentativ für diese Ozeane angesehen werden, da die meisten Daten aus dem äquatorialen Pazifik sowie dem nordwestlichen indischen Ozean stammen. Daher muß die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß die Diskrepanzen zwischen Beobachtungen und Modellergebnissen im Indo-Pazifik — zumindest teilweise — auf die unzureichende Datenbasis zurückzuführen sind.

Die Zunahme des indo-pazifischen ^{14}C -Ventilationsalters in 4000 m Tiefe beträgt im Modell ~ 130 a. Diese Altersanomalie steht im Einklang zur gemessenen Zunahme, die für den westlichen äquatorialen Pazifik 90 ± 100 a beträgt (gewichteter Mittelwert der Daten aus Broecker et al., 1990 und Shackleton et al., 1988).

5.2.3 LGM — Sensitivitätsexperimente

a) Amplitude der $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im subpolaren Südozean

Das LGM-Experiment legt nahe, daß die negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien im subpolaren Südozean maßgeblich durch den Tiefenwasserausstrom aus dem Indo-Pazifik entstehen. Andererseits zeigt sich, daß die modellierten Amplituden der Anomalien wesentlich kleiner als die beobachteten Anomalien sind (Abb. 5.21). Mit Hilfe der folgenden Sensitivitätsexperimente soll untersucht werden, ob sich eine bessere Wiedergabe der gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien im Modell erzeugen läßt, wenn die Zirkulation zwischen Indo-Pazifik und subpolarem Südozean verändert wird.

Im ersten Experiment wird ein um 6 Sv verstärkter indo-pazifischer Tiefenwasserausstrom infolge einer erhöhten Bildungsrate von subantarktischem Zwischenwasser simuliert. Grundlage für dieses Experiment ist die Beobachtung, daß die Bildung von glazialen subantarktischen Zwischenwasser im OGCM zu einem tieferen Ausstrom aus dem Indo-Pazifik führt (vergl. Abschn. 3.2). Für diese Simulation wurden die entsprechenden Wassertransporte des LGM-Experimentes (Abb. 5.15) durch die folgenden Werte in [Sv] ersetzt (Werte in Klammern geben die LGM-Standardwerte an): $w_{3,8} = 18.5$ (24.5), $w_{3,10} = 10$ (4), $w_{8,13} = 5$ (11), $w_{10,15} = -11$ (-17) und $w_{13,15} = -10$ (-4). Die daraus resultierenden $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien (Abb. 5.22) stimmen im Südozean gut mit den paläozeanographischen Befunden überein. Andererseits ergibt dieses Zirkulationsszenario zu niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien im Zentral-/Südatlantik bzw. eine viel zu hohe Anomalie im indo-pazifischen Zwischenwasser.

In einem zweiten Experiment wurde der Zwischenwassereinstrom des LGM-Experimentes beibehalten und lediglich 6 Sv des indo-pazifischen Ausstromes in tiefere Wasserstockwerke verlagert; dazu wurden die Wassertransporte des LGM-Experimentes (Abb. 5.15) wie folgt geändert (Werte in Klammern geben die LGM-Standardwerte an): $w_{8,10} = -3$ (-9), $w_{8,13} = 5$ (11), $w_{10,15} = -11$ (-17), $w_{13,15} = -10$ (-4) Sv. Dieses Zirkulationsszenario ergibt etwas kleinere

$\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien im Südozean als das erste Sensitivitätsexperiment; andererseits resultiert eine geringere Fehlanpassung zwischen Modell und Daten im indo-pazifischen Zwischenwasser sowie im Zentral-/Südatlantik (Abb. 5.23). Der atmosphärische $p\text{CO}_2$ erhöht sich in diesen beiden Experimenten um 0.3 bzw. 1.2 μatm gegenüber dem LGM-Experiment.

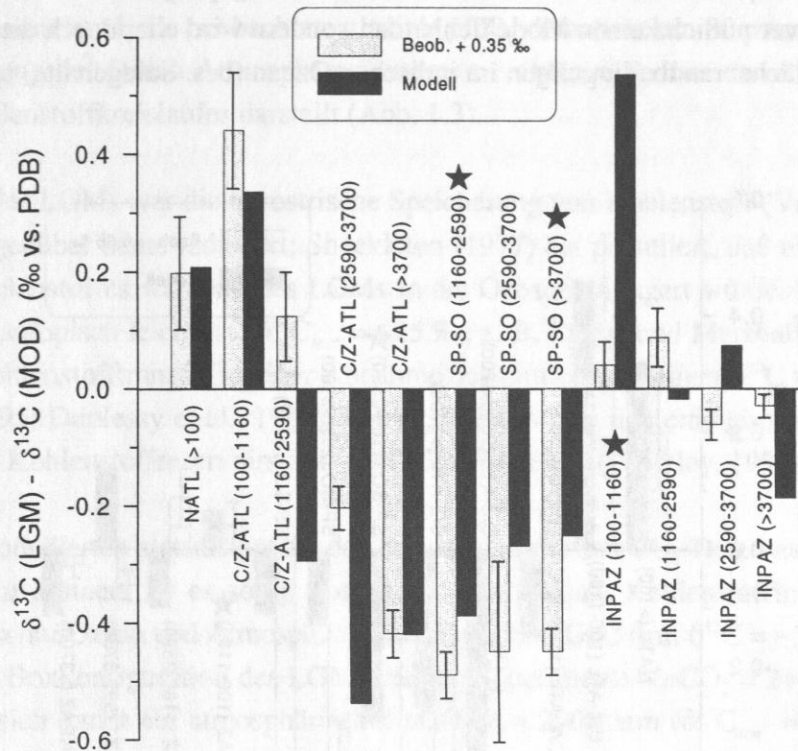


Abb. 5.22: Wie Abb. 5.21 für einen verstärkten Zwischenwassereinstrom in den Indo-Pazifik (s. Text für weitere Erläuterungen).

Prinzipiell zeigen diese beiden Experimente, daß Veränderungen des Tiefenwasserzirkulationsmusters zwischen Indo-Pazifik und Südozean das Potential besitzen, die beobachteten Amplituden der $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien im Südozean zu erzeugen. Weder die von Broecker et al. (1985) postulierte "Umkehrung" der globalen thermohalinen Zirkulation, noch der von Keir (1990) vorgeschlagene extreme Anstieg der biologischen Produktivität im Südozean, sind somit notwendig, um die Beobachtungsdaten zu erklären. Allerdings wird durch diese Szenarien impliziert, daß die glazialen Cd/Ca-Daten aus dem Südozean keinen quantitativen Indikator für $[\text{PO}_4]$ darstellen.

Durch eine Kombination der Zirkulationsänderungen der beiden Sensitivitätsexperimente wäre es möglich, eine optimale Anpassung zwischen Daten und Modellergebnissen zu erhalten. Dies erscheint jedoch nicht sinnvoll, da das resultierende glaziale Zirkulationsmuster nicht

länger auf OGCM-Daten basieren würde und damit keine hydrodynamische Grundlage mehr hätte. Dies widerspräche dem hier gewählten Ansatz, wonach nur hydrodynamisch konsistente Wassertransporte zum Antrieb des Boxmodells verwendet werden sollen. Das glaziale OGCM-Experiment hat gezeigt, daß die Zirkulationsanomalien zwischen Indo-Pazifik und Südozean maßgeblich durch Zirkulationsänderungen im indischen Ozean gesteuert werden (Abschn. 3.2). Die Tatsache, daß das Ozeanmodell keine hinreichend ausgeprägten Zirkulationsanomalien produziert, stellt vermutlich keinen Modellfehler dar, sondern wird eher durch die unzulänglich bekannten Oberflächenrandbedingungen im indischen Ozean (bes. Salzgehalte) hervorgerufen.

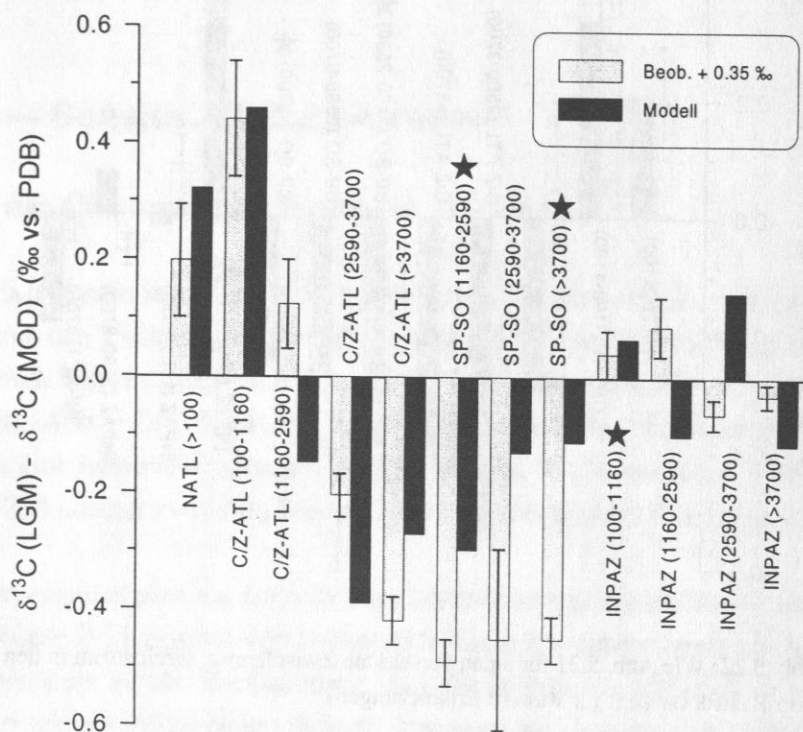


Abb. 5.23: Wie Abb. 5.21 für einen tieferen Austrom aus dem Indo-Pazifik (s. Text für weitere Erläuterungen).

b) Szenarien zur Reduktion des glazialen atmosphärischen CO₂-Gehaltes

Aus dem LGM-Experiment geht hervor, daß Veränderungen der ozeanischen Zirkulation (sowie damit einhergehende Variationen von SST und SSS) in Kombination mit einer moderaten Zunahme der biologischen Produktivität den atmosphärischen $p\text{CO}_2$ um 34 μatm absenken können. Paläo-CO₂-Messungen anhand von Eisbohrkernen belegen, daß der atmosphärische $p\text{CO}_2$ während des LGMs ~ 200 μatm betrug und somit ~ 80 μatm niedriger war als der vorindustriel-

le Wert (Barnola et al., 1987). Anhand der folgenden Sensitivitätsexperimente soll untersucht werden, welche Komponenten des globalen Kohlenstoffkreislaufes, die im Boxmodell nicht berücksichtigt sind, das Potential besitzen, eine entsprechende Abnahme des glazialen $p\text{CO}_2$ zu bewirken. Der CO_2 -Gehalt der Atmosphäre ist nicht nur eine Funktion der Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre, sondern wird auf glazial-interglazialen Zeitskalen auch durch Variationen des terrestrischen Kohlenstoffreservoirs beeinflusst (z. B. Sundquist, 1993). Folglich ist es nicht hinreichend, die beobachtete glaziale $p\text{CO}_2$ -Abnahme um $80 \mu\text{atm}$ lediglich durch eine Betrachtung des Ozean-Atmosphäre Systems zu erklären, da dies nur ein Subsystem des globalen Kohlenstoffkreislaufes darstellt (Abb. 1.3).

Während des LGMs war die terrestrische Speicherung von Kohlenstoff (Vegetation, Böden und Torf) gegenüber heute reduziert; Shackleton (1977) hat postuliert, daß ein Teil des terrestrischen Kohlenstoffes während des LGMs in die Ozeane verlagert wurde. Da terrestrischer Kohlenstoff isotopisch leicht ist ($\delta^{13}\text{C}_{\text{terr}} = -25 \text{‰}$; z. B. Lajtha und Marshall, 1994), spiegelt sich dieser Kohlenstofftransfer in einer Abnahme des mittleren marinen $\delta^{13}\text{C}$ um $0.32\text{--}0.40 \text{‰}$ (Crowley, 1995; Duplessy et al., 1988) wider¹³. Hieraus läßt sich eine glaziale Abnahme des terrestrischen Kohlenstoffreservoirs um $\sim 600 \text{ Gt C}$ herleiten (Crowley, 1995)¹⁴.

Um den modellierten glazialen $p\text{CO}_2$ der Atmosphäre mit den CO_2 -Daten aus Eisbohrkernen vergleichen zu können, ist es somit notwendig, das glaziale Kohlenstoffinventar des Boxmodells, das ja nur Ozean und Atmosphäre umfaßt, um 600 Gt C (mit $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{‰}$) zu vergrößern. Mit der Boxkonfiguration des LGM-Standardexperimentes ($p\text{CO}_2 = 246 \mu\text{atm}$; Abschn. 5.2.1) ergibt sich damit ein atmosphärischer $p\text{CO}_2$ von $290 \mu\text{atm}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} = -6.76 \text{‰}$; Abb. 5.24), d. h. eine höhere atmosphärische CO_2 -Konzentration als im Kontrollexperiment. Unter Berücksichtigung des Transfers von terrestrischem Kohlenstoff in den Ozean ist es also nicht hinreichend, nur die beobachtete glaziale Reduktion des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ von 280 auf $200 \mu\text{atm}$ im Modell zu simulieren. Stattdessen muß der $p\text{CO}_2$ -Anstieg, der sich aus dem Transfer von terrestrischem Kohlenstoff in den Ozean ergibt ($290 \mu\text{atm} - 246 \mu\text{atm} = 44 \mu\text{atm}$), ebenfalls berücksichtigt werden. Um den beobachteten glazialen atmosphärischen $p\text{CO}_2$ von 200

¹³Spero et al. (1997) stellen die Hypothese auf, daß die gemessene ozeanische $\delta^{13}\text{C}$ -Abnahme nicht real ist, sondern möglicherweise durch einen Vitaleffekt von Foraminiferen ausgelöst worden ist, der durch die Karbonationenkonzentration im Meerwasser gesteuert wird. Die verfügbaren Meßdaten aus Laborexperimenten belegen diesen Effekt jedoch bislang nur für zwei planktische Foraminiferenarten und lassen somit keine gesicherte Aussage über den möglichen Effekt auf benthische Foraminiferen zu.

¹⁴Abschätzungen, die auf terrestrischen Modellen unterschiedlicher Komplexität basieren, deuten eine Abnahme der terrestrischen Kohlenstoffspeicherung während des LGMs um $\sim 0\text{--}930 \text{ Gt C}$ an (Bird et al., 1994; Prentice und Fung, 1990; Van Campo et al., 1993). Auf der Grundlage von Pollendaten schätzt Crowley (1995), daß die Abnahme des terrestrischen Kohlenstoffreservoirs $750\text{--}1050 \text{ Gt C}$ betrug. Adams et al. (1990) verwenden diverse terrestrische Daten und schätzen, daß die Abnahme sogar 1350 Gt C betragen hat; diese Abschätzung wurde allerdings von anderen Autoren in Frage gestellt (Bird et al., 1994; Crowley, 1995; Kern und Schlesinger, 1992).

μatm zu simulieren, ist daher eine $p\text{CO}_2$ Reduktion um $80 \mu\text{atm} + 44 \mu\text{atm} = 124 \mu\text{atm}$ gegenüber dem vorindustriellen Wert notwendig (vergl. Broecker und Peng, 1993b). Das LGM-Standardexperiment erklärt also nur $\sim 27\%$ der notwendigen $p\text{CO}_2$ -Reduktion. Ziel der folgenden beiden Sensitivitätsexperimente ist es, den atmosphärischen CO_2 -Gehalt, der sich aus dem LGM-Standardexperiment in Verbindung mit dem Eintrag von 600 Gt C terrestrischem Kohlenstoff ergibt ($290 \mu\text{atm}$), auf den beobachteten glazialen Wert von $\sim 200 \mu\text{atm}$ (Barnola et al., 1987) zu reduzieren.

- Das erste Szenario basiert auf einer Zunahme der biologischen Produktivität und des Nährstoffinventars. Ausgehend von der Prämisse, daß Stickstoff — und nicht Phosphat — die marine biologische Produktivität auf geologischen Zeitskalen limitiert, hat Falkowski (1997) postuliert, daß eine Zunahme der globalen Nitrifizierung während des LGMs zu einer Steigerung der biologischen Exportproduktion geführt hat, ohne daß dazu Veränderungen der ozeanischen Zirkulation notwendig wären (z. B. stärkerer Auftrieb). Insbesondere kann auf diese Weise die Produktivität in den nährstoffarmen subtropischen Wirbeln ansteigen. Dieses Szenario kann mit Hilfe des Boxmodells überprüft werden, indem das Nährstoffinventar erhöht wird, und eine vollständige Nährstoffaufnahme im Zentral-/Südatlantik, Indo-Pazifik und — wie von Falkowski (1997) vorgeschlagen — subpolaren Südozean angenommen wird. (NB: Für die Modellergebnisse ist es unerheblich, ob Phosphat oder Stickstoff die biologische Produktion limitiert — entscheidend ist, daß ein limitierender Nährstoff im Modell existiert.)

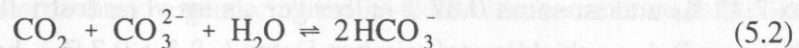
Bei vollständiger Nährstoffaufnahme in den genannten Boxen ist eine Zunahme des Phosphatinventars um 30% erforderlich, um einen realistischen $p\text{CO}_2$ von $197 \mu\text{atm}$ in der Atmosphäre zu simulieren (Abb. 5.24). Allerdings stehen dann andere Modellergebnisse im deutlichen Widerspruch zu den Daten. So kommt es zu einem Anstieg der globalen Exportproduktivität auf 9.6 Gt C a^{-1} ; das entspricht einer Zunahme von 60% gegenüber dem Kontrollexperiment bzw. 47% gegenüber dem LGM-Standardexperiment. Entsprechende Steigerungen werden durch Paläoproduktivitätsabschätzungen nicht gestützt (vergl. Abschn. 5.2.1). Insbesondere steht die von Falkowski (1997) angenommene vollständige Stickstoffzehrung im Südozean im Widerspruch zu den paläozeanographischen $\delta^{15}\text{N}$ -Befunden, die eine reduzierte Stickstoffaufnahme für die Gebiete nördlich der Polarfront anzeigen (François et al., 1997).

Weiterhin resultiert dieses Szenario in einem stabilen Isotopenverhältnis in der Atmosphäre von $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} = -6.45\text{‰}$. Dieser Wert ist 0.1‰ positiver als im Kontrollexperiment und widerspricht somit den paläoklimatologischen Daten, die eine $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie von $-0.5 \pm 0.2\text{‰}$ ergeben (gewichteter Mittelwert der Daten aus Leuenberger et al. [1992] und Marino et al. [1992]; Fehler ist der äußere Fehler [Gränicer, 1994, S. 6-4f] des gewichteten Mittelwertes). Die positive $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie ist jedoch kleiner als aufgrund der Produktivitätszunahme zu erwarten wäre. Dies liegt daran, daß durch das Hinzufügen von isotopisch leichtem terrestrischem Kohlenstoff der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Wert zunächst um 0.28‰ sinkt (vergl. Abb. 5.24). Diese Ab-

senkung wird durch die produktivitätsbedingte Zunahme um 0.31 ‰ jedoch wieder ausgeglichen. Dieser Modellbefund untermauert die Aussage von Marino et al. (1992), wonach Produktivitätsszenarien als alleinige Ursache für die glaziale Reduktion des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ auscheiden, da sich hierdurch eine Diskrepanz bezüglich der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Werte ergibt.

Weiterhin ist zu beachten, daß existierende marine $\delta^{15}\text{N}$ -Datensätze keine globale Quantifizierung von Veränderungen der Nitrifizierung auf glazial-interglazialen Zeitskalen erlauben, so daß nicht beurteilt werden kann, ob die notwendige 30 %-ige Zunahme des Nährstoffinventars überhaupt eine realistische Größe darstellt oder viel zu groß ist. Hierbei muß auch berücksichtigt werden, daß es in einem solchen Szenario leicht zu einer Phosphatlimitation kommen kann (außer der fluviatile Eintrag von Phosphat in den Ozean stiege entsprechend an).

- Das zweite Sensitivitätsexperiment basiert auf einer Zunahme der ozeanischen Karbonationenkonzentration $[\text{CO}_3^{2-}]$ und damit der Alkalinität (Gl. 2.10) während des LGMs. Die Akkumulation von CaCO_3 in Sedimenten erfolgt in Abhängigkeit vom Grad der $[\text{CO}_3^{2-}]$ -Sättigung des Bodenwassers. Über die pH-Gleichgewichtsreaktion (z. B. Archer, 1991)



stellt sich die CO_3^{2-} -Konzentration so ein, daß die Akkumulation von CaCO_3 in Sedimenten genau dem Eintrag von CaCO_3 in den Ozean (aus terrestrischer Verwitterung, Vulkanismus und hydrothermalen Quellen) entspricht (CaCO_3 -Kompensation, Broecker und Peng, 1987; Boyle 1988b,c). Dies geschieht auf einer charakteristischen Zeitskala von 2500 a (Broecker und Peng, 1987) bis ~ 6200 a (Archer et al., 1997). Es ist zu beachten, daß Gleichung (5.2) eine inverse Beziehung zwischen $p\text{CO}_2$ und $[\text{CO}_3^{2-}]$ beschreibt.

Das grundsätzliche Problem der CaCO_3 -Kompensations-Hypothese besteht darin, daß die $[\text{CO}_3^{2-}]$ -Zunahme im Tiefenwasser, die erforderlich ist, um den glazial-interglazialen $p\text{CO}_2$ -Hub in der Atmosphäre zu erzeugen, so groß ist, daß die CaCO_3 -Lysokline im globalen Mittel um einen unrealistischen Betrag von > 2000 m absinken würde (Broecker und Peng, 1993a, S. 29). Archer (1991) hat gezeigt, daß die Auflösung von CaCO_3 -Partikeln im Oberflächensediment durch metabolisches CO_2 (aus der Remineralisation von C_{org}) gesteuert wird und somit von der CO_3^{2-} -Konzentration des Tiefenwassers entkoppelt sein kann. Auf dieser Beobachtung aufbauend haben Archer und Maier-Reimer (1994) ein Modell für das LGM vorgestellt, in dem es zunächst durch eine angenommene Abnahme der globalen "rain-ratio" zu einem Anstieg von metabolischem CO_2 in den Oberflächensedimenten kommt (es gelangt relativ mehr organisches Material ins Sediment). Als Konsequenz hieraus sinkt die globale CaCO_3 -Akkumulationsrate. Die CaCO_3 -Kompensation bewirkt daher einen $[\text{CO}_3^{2-}]$ -Anstieg im Tiefenwasser und damit schließlich eine Abnahme des atmosphärischen $p\text{CO}_2$.

Da das Boxmodell keine Sedimentkomponente enthält, ist eine direkte Übertragung dieses Szenarios auf das Modell nicht möglich. Stattdessen wird folgendermaßen vorgegangen: 1) Die "rain-ratio" wird von $\sim 1:8$ im LGM-Standardexperiment auf $1:20$ verringert. 2) Die Reaktion des Karbonat-Systems wird vorgegeben. Sanyal et al. (1995) haben aufgrund von ^{11}B -Messungen an benthischen Foraminiferen einen Anstieg des pH-Wertes im atlantischen und pazifischen Tiefenwasser um 0.3 ± 0.1 für das LGM festgestellt. Dies entspricht einer zusätzlichen CaCO_3 -Lösung im LGM gegenüber heute von $\Delta\text{CaCO}_3 = 0.157 \text{ mmol kg}^{-1}$ (Sanyal et al., 1995) bzw. $\Delta\text{CaCO}_3 \approx 0.161 \text{ mol m}^{-3}$ (für eine mittlere Wasserdichte von 1025 kg m^{-3}). Um dies im Modell zu berücksichtigen, wird die mittlere Alkalinität um $2 \cdot \Delta\text{CaCO}_3$ und die mittlere Gesamtkohlenstoffkonzentration um ΔCaCO_3 erhöht.

Die Änderung der "rain-ratio" verschiebt das Gleichgewicht der biologischen Pumpe in Richtung der organischen Kohlenstoffpumpe. Hieraus resultiert eine Abnahme des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ um $17 \mu\text{atm}$ gegenüber dem LGM-Standardexperiment auf $273 \mu\text{atm}$ (bei gleichzeitiger Berücksichtigung des Transfers von terrestrischem Kohlenstoff). Die vorgegebene CaCO_3 -Kompensation reduziert den CO_2 -Gehalt der Atmosphäre auf $190 \mu\text{atm}$ und somit einen realistischen Wert (Abb. 5.24). Das prognostizierte stabile Isotopenverhältnis der Atmosphäre beträgt $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} = -7.42 \text{ ‰}$ und ist somit 0.87 ‰ niedriger als im vorindustriellen Kontrollexperiment. Verglichen mit den paläoklimatologischen Daten ($-0.5 \pm 0.2 \text{ ‰}$) besitzt diese $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie das korrekte Vorzeichen und eine etwas zu große Amplitude. Die Ursache dieser Anomalie liegt in der Abhängigkeit der Isotopenfraktionierung bei der Photosynthese von $[\text{CO}_2(\text{aq})]$ (Gl. 4.21). Im Vergleich zum vorindustriellen Kontrollexperiment steigt die mittlere Isotopenfraktionierung von -23.1 ‰ auf -18.3 ‰ an; hierdurch wird den Oberflächenboxen bei der Photosynthese relativ weniger isotopisch leichter Kohlenstoff entzogen, und die daraus resultierende negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie wird durch den Gasaustausch in die Atmosphäre transferiert. Im Oberflächenwasser des Zentral-/Südatlantiks bzw. Indo-Pazifiks beträgt diese $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie ungefähr -0.6 ‰ .

Der pH-Wert¹⁵ in $\sim 3000 \text{ m}$ Tiefe steigt um 0.21 (Zentral-/Südatlantik) bzw. 0.25 (Indo-Pazifik) gegenüber dem vorindustriellen Kontrollexperiment an. Diese pH-Zunahme stimmt innerhalb der Fehlergrenzen mit den Daten von Sanyal et al. (1995) überein. Dies erscheint auf den ersten Blick widersprüchlich, denn die Größe von ΔCaCO_3 wurde von Sanyal et al. (1995) ja gerade so festgelegt, daß daraus eine pH-Anomalie von 0.3 resultieren sollte. Die Ursache für die kleinere Anomalie im Boxmodell liegt darin begründet, daß ein Teil des zugefügten CO_3^{2-} mit dem terrestrischen Kohlenstoff unter Bildung von HCO_3^- reagiert (Gl. 5.2).

Diese Sensitivitätsexperimente zeigen, daß es prinzipiell möglich ist, mit dem Boxmodell für

¹⁵pH-Werte ergeben sich automatisch bei der $p\text{CO}_2(\text{aq})$ -Berechnung (vergl. Abschn. 2.2). Die Druckabhängigkeit der chemischen Gleichgewichtskoeffizienten wurde nach Millero (1995) bestimmt (unter Berücksichtigung des offensichtlichen Druckfehlers in Gl. 92 darin [vergl. Millero, 1979]).

das LGM sowohl eine realistische CO_2 -Konzentration als auch ein realistisches stabiles Isotopenverhältnis in der Atmosphäre zu simulieren. Vermutlich haben beide Szenarien (Anstieg der Produktivität und die CaCO_3 -Kompensation) zur glazialen Reduktion des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ beigetragen. Da durch die CaCO_3 -Kompensation allein ein zu niedriger $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ erzeugt wird, ist anzunehmen, daß dieser Effekt durch eine leicht erhöhte Produktivität kompensiert wurde. Den maßgeblichen Anteil an der glazialen $p\text{CO}_2$ -Abnahme trägt jedoch die CaCO_3 -Kompensation bei.

Es wäre wünschenswert, diese beiden Szenarien durch eine prognostische Formulierung im Kohlenstoffmodell zu implementieren. Hierbei ergeben sich jedoch diverse Probleme: 1) Eine quantitative globale Abschätzung der Nitrifizierung ist selbst für den heutigen Ozean mit sehr großen Unsicherheiten behaftet (z. B. Falkowski, 1997). Kenntnisse, die notwendig wären, um diesen Prozeß im Modell zu quantifizieren, sind nur sehr unzulänglich vorhanden. 2) Die Kenntnisse über ökologische Steuerungsmechanismen der "rain-ratio" sind nicht ausreichend, um eine Parametrisierung auf glazial-interglazialen Zeitskalen durchzuführen. 3) Sedimentmodule in existierenden Kohlenstoffmodellen sind hochgradig parametrisiert, so daß entsprechende Experimente für andere Zeitscheiben immer mit einer großen Unsicherheit in bezug auf die verwendeten Parameter behaftet sind und eigentlich "nur" Sensitivitätsexperimente darstellen.

Ein wichtiger Aspekt dieser Sensitivitätsexperimente betrifft die unterschiedlichen Zeitskalen, auf denen die atmosphärische $p\text{CO}_2$ -Reduktion erfolgt (Tab. 5.12). Veränderungen der biologischen Parameter (Nitrifizierung und "rain-ratio") erfolgen vermutlich sehr rasch, da diese Prozesse an die schnell reagierende ozeanische Deckschicht gekoppelt sind. Großskalige Veränderungen der globalen thermohalinen Zirkulation beeinflussen die Atmosphäre dagegen auf längeren Zeitskalen, da die Verweilzeit von Wasser im tiefen Ozean hierbei entscheidend ist. Die CaCO_3 -Kompensation erfolgt auf einer Zeitskala (Archer et al. 1997; Broecker und Peng, 1987), welche die gleiche Größenordnung besitzt wie die Dauer der letzten Eiszeitermination. Kurzfristige $p\text{CO}_2$ -Schwankungen während der Eiszeitermination können deshalb nicht durch den CaCO_3 -Kompensationsmechanismus verursacht worden sein (vergl. Archer und Maier-Reimer, 1994).

Tab. 5.12: Zeitskalen, auf denen sich Änderungen der angegebenen Parameter auf den atmosphärischen $p\text{CO}_2$ auswirken.

Parameter	Zeitskala
thermohaline Zirkulation	hundert- bis tausendjährig
Nitrifizierung	ein- bis zehnjährig (?)
"rain-ratio"	ein- bis zehnjährig (?)
CaCO_3 -Kompensation	tausendjährig

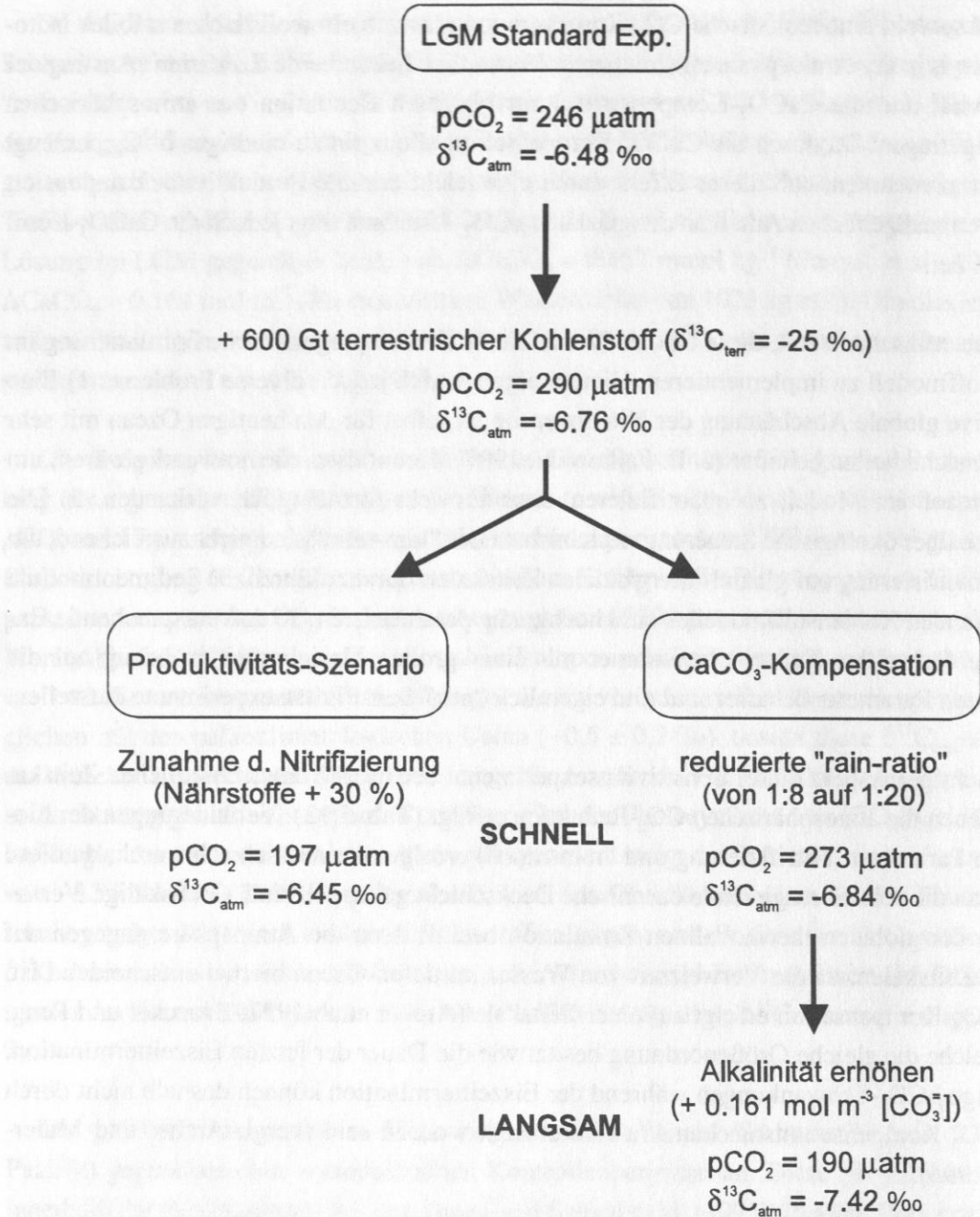


Abb. 5.24: Szenarien zur atmosphärischen $p\text{CO}_2$ -Reduktion während des LGMs (weitere Erläuterungen im Text).

5.3 Schmelzwasserereignis (SWE)

5.3.1 Konfiguration des Boxmodells

Die Ergebnisse des OGCM-Experimentes für das SWE vor 13.5 ^{14}C ka BP (Abschn. 3.3) führen zu der Boxkonfiguration, die in Abbildung 5.25 dargestellt ist. Die Anzahl und Anordnung der Boxen entspricht genau der Konfiguration des LGM-Experimentes (Abb. 5.15). Deutlich erkennbar ist das komplette Fehlen einer Tiefenwasserbildung im Nordatlantik sowie eine Intensivierung der windgetriebenen Zirkulationszelle im Nordatlantik ($w_{1,6}$ und $w_{1,2}$) gegenüber dem LGM-Experiment. Der gesamte tiefe Atlantik wird von AABW eingenommen, wobei der Einstrom von AABW in den Atlantik ($w_{17,18}$) 2 Sv niedriger ist (-25 %) als im LGM-Experiment. Aufgrund des fehlenden NADWs kann ein Teil des AABWs ($w_{17,6} = 0.5$ Sv) bis in den Nordatlantik vordringen. Die Zirkulationsstruktur im Indo-Pazifik ist identisch zum LGM-Experiment — dies ist allerdings auch zu erwarten, da die OGCM-Randbedingungen für das SWE identisch zu den LGM-Bedingungen sind. Die indo-pazifischen Wassertransporte sind jedoch etwas kleiner als im LGM-Experiment; so sinkt der Einstrom von AABW um ~ 17 % auf $w_{18,20} = 17.5$ Sv. Wie bereits im Kontroll- und LGM-Experiment mußte ein oberflächennaher Wassertransport ergänzt werden, um einen Transport entlang von Isopyknen im Boxmodell zu simulieren ($w_{3,10}$).

Die Zunahme der Wassertemperatur in der nordatlantischen Oberflächenbox um 1.8°C gegenüber dem LGM (vergl. Abb. 5.15 und 5.25) scheint dem Eintrag von kaltem Schmelzwasser in den Nordatlantik zu widersprechen. Diese Temperaturzunahme kommt durch die meridionale Auflösung des Boxmodells im Nordatlantik zustande. Abschätzungen der Sommer-SSTs zeigen im Nordatlantik eine Abkühlung um ~ 0.7 °C nördlich von 60°N und eine mittlere Erwärmung um ~ 4 °C zwischen 48 und 60°N beim Übergang vom LGM zum SWE an (vergl. Abb. 8 und 10 in Sarnthein et al., 1995). Die flächengewichtete Mittelung dieser Temperaturen, die im OGCM "automatisch" geschieht, führt zu dem genannten Temperaturanstieg in der nordatlantischen Oberflächenbox.

Aufgrund fehlender Daten wurde das OGCM im SWE-Experiment mit demselben Windfeld angetrieben wie das LGM-Experiment (Tab. 3.1). Um eine Konsistenz zwischen den OGCM-Daten und der Boxmodellparametrisierung zu erreichen, wurden im SWE-Experiment die gleichen windabhängigen Oberflächen-Diffusionskoeffizienten sowie Gasaustauschkoeffizienten wie im LGM-Experiment verwendet (Tab. 5.10). Hierbei sollte allerdings berücksichtigt werden, daß paläozeanographische Hinweise existieren, wonach die atmosphärische Zirkulation — zumindest über dem zentralen Atlantik — während des SWE intensiver war als im LGM (Lézine und Denèfle, 1997; McIntyre und Molino, 1996).

Die Verwendung der gleichen Gasaustauschkoeffizienten wie im LGM-Experiment impliziert weiterhin, daß die Meereisbedeckung, die den Gasaustausch mit beeinflusst, sich beim

Schmelzwasserereignis

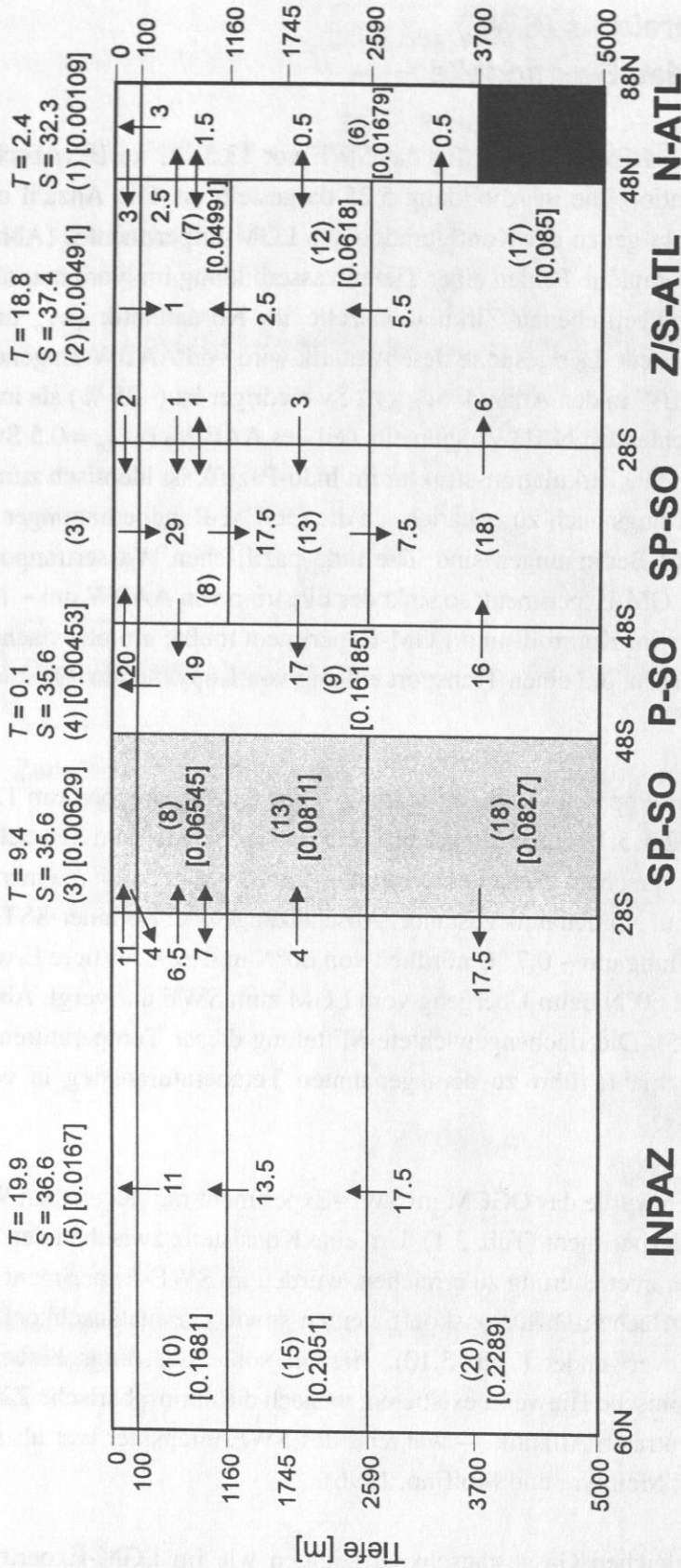


Abb. 5.25: Boxkonfiguration des SWE-Experimentes. Abkürzungen: N-ATL: Nordatlantik; Z/S-ATL: Zentral-/Südatlantik; SP-SO: subpolarer Südozean; P-SO: polarer Südozean und INPAZ: Indo-Pazifik. Zahlen in runden/eckigen Klammern geben Boxnummer/-volumen [10⁶ m³] an. Einfache/doppelte Pfeile markieren uni-/bi-

direktionale Wassertransporte. Zahlen neben den Pfeilen geben die Wassertransporte in Sv [1 Sv = 10⁶ m³ s⁻¹] an. Angaben von Temperaturen (T in [°C]) und Salzgehalten (S in [psu]) beziehen sich auf die Oberflächenboxen. Die meridionalen Boxgrenzen sind am unteren Rand der Abbildung angegeben. Der SP-SO ist wegen seiner globalen

Erstreckung zweimal dargestellt (einmal hellgrau unterlegt); vertikale Wassertransporte sind nur einmal gezeigt. Die dunkelgraue Fläche im N-ATL markiert den Meeresboden. Die Darstellung der Boxen ist nicht volumengetreu.

Übergang vom LGM zum SWE nicht verändert hat. Sowers und Bender (1995) haben postuliert, daß die Erwärmung der Antarktis ~ 3000 a vor dem Bølling erfolgte und somit mit dem SWE zusammenfiel. Diese Erwärmung sollte mit einer Abnahme der Meereisbedeckung und einem Eintrag von Schmelzwasser in den Südozean einhergegangen sein. Andererseits belegen Lemoine et al. (1997) anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Daten, daß während der letzten Eiszeitermination der erste massive Schmelzwassereintrag in den Südozean vor ~ 12.5 ^{14}C ka BP — und somit erst nach dem SWE — erfolgte. Aufgrund dieser widersprüchlichen Befunde wird hier angenommen, daß die Eisbedeckung und damit deren Einfluß auf die Gasaustauschkoeffizienten im gesamten Südozean während des SWE genauso groß war wie im LGM.

Da keine globalen Paläoproduktivitätsabschätzungen für das SWE existieren, wurden die diagnostizierten Nährstoffaufnahme-raten, die aus dem LGM-Experiment resultieren, für das SWE-Experiment verwendet. Lediglich im Nordatlantik wurde die Nährstoffaufnahme-rate auf 20 % des LGM-Wertes reduziert, da ansonsten unrealistisch niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Tiefenwasser des Nordatlantiks vom Boxmodell erzeugt werden.

5.3.2 SWE-Modellergebnisse/Bewertung

Im folgenden werden die modellierten Stoffverteilungen, die aus dem SWE-Experiment resultieren, beschrieben. Die Länge des SWEs beträgt ~ 2000 a (vergl. Abschn. 1) und besitzt somit die gleiche Größenordnung wie die charakteristische Zeitskala, auf der sich Veränderungen der globalen thermohalinen Zirkulation auf den atmosphärischen $p\text{CO}_2$ auswirken können ($O(10^2\text{--}10^3$ a); z. B. Sundquist, 1993; Abb. 1.3). Es ist daher unwahrscheinlich, daß der Kohlenstoffkreislauf des Ozean-Atmosphäre-Systems im Verlauf des SWEs einen neuen Gleichgewichtszustand erreicht hat. Um diesen Umstand zu berücksichtigen, wurde das Boxmodell ausgehend vom LGM-Gleichgewichtszustand über 2000 Modelljahre mit den SWE-Randbedingungen angetrieben. Als Zeitdauer für den Übergang von den LGM- zu den SWE-Randbedingungen wurden 20 a angenommen (vergl. Abschn. 4.3), da das halokline "Herunterfahren" der thermohalinen Zirkulation vermutlich auf einer dekadischen Zeitskala erfolgt (Rahmstorf et al., 1996).

Die atmosphärische CO_2 -Konzentration (Tab. 5.13) nimmt gegenüber dem Kontrollexperiment um $35 \mu\text{atm}$ ab; im Vergleich zum LGM-Experiment bedeutet dies eine Abnahme um lediglich $1 \mu\text{atm}$. Die atmosphärischen Kohlenstoffisotopenverhältnisse zeigen ebenfalls nur minimale Variationen gegenüber den LGM-Ergebnissen (vergl. Tab. 5.11 und Tab. 5.13). Allerdings tritt eine grundlegende Änderung in der Verteilung der ozeanischen CO_2 -Senken auf. Aufgrund der fehlenden Tiefenwasserbildung im Nordatlantik stellt der Nordatlantik nicht länger eine CO_2 -Senke dar, sondern gibt stattdessen CO_2 an die Atmosphäre ab; die ozeanische CO_2 -Aufnahme geschieht im SWE-Experiment ausschließlich über den subpolaren Südozean.

Tab. 5.13: Atmosphärische Kenngrößen im SWE-Experiment sowie Anomalien gegenüber dem Kontrollexperiment (MOD).

Größe	SWE	SWE - MOD
$p\text{CO}_2$	245 μatm	-35 μatm
$\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$	-6.44 ‰	+0.11 ‰
$\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$	26.2 ‰	+26.2 ‰

Die Verteilungen von $[\text{PO}_4]$, $[\text{DIC}]$, $[\text{ALK}]$, $\delta^{13}\text{C}$ sowie $\Delta^{14}\text{C}$ in den ozeanischen Boxen sind zusammen mit den Ergebnissen des Kontrollexperimentes in den Abbildungen 5.26 bis 5.30 dargestellt (eine vollständige Auflistung der Modellergebnisse befindet sich im Anhang). Wie bereits im LGM-Experiment so treten auch hier die größten Unterschiede der Stoffverteilungen zwischen SWE- und Kontrollexperiment im Atlantik auf, da die Veränderungen der modellierten ozeanischen Zirkulation hier am stärksten ausgeprägt sind. Das Fehlen einer Tiefenwasserbildung im Nordatlantik ist dafür verantwortlich, daß der gesamte tiefe Atlantik ($> 2590\text{ m}$) sich im SWE-Experiment "stromabwärts" vom Südozean befindet, d. h., daß Atlantik und Indo-Pazifik während des SWEs das gleiche Zirkulationsmuster — Einstrom in der untersten Box und Austrom in den darüber liegenden Boxen — aufweisen. Dementsprechend ergeben sich im Zentral-/Südatlantik maximale Stoffkonzentrationen bzw. ein minimaler $\delta^{13}\text{C}$ -Wert in 1160–2590 m Tiefe. Weiterhin fällt auf, daß die horizontalen Stoffgradienten zwischen Atlantik und Indo-Pazifik sehr gering sind (hierauf wird ausführlich in Abschnitt 5.4 eingegangen).

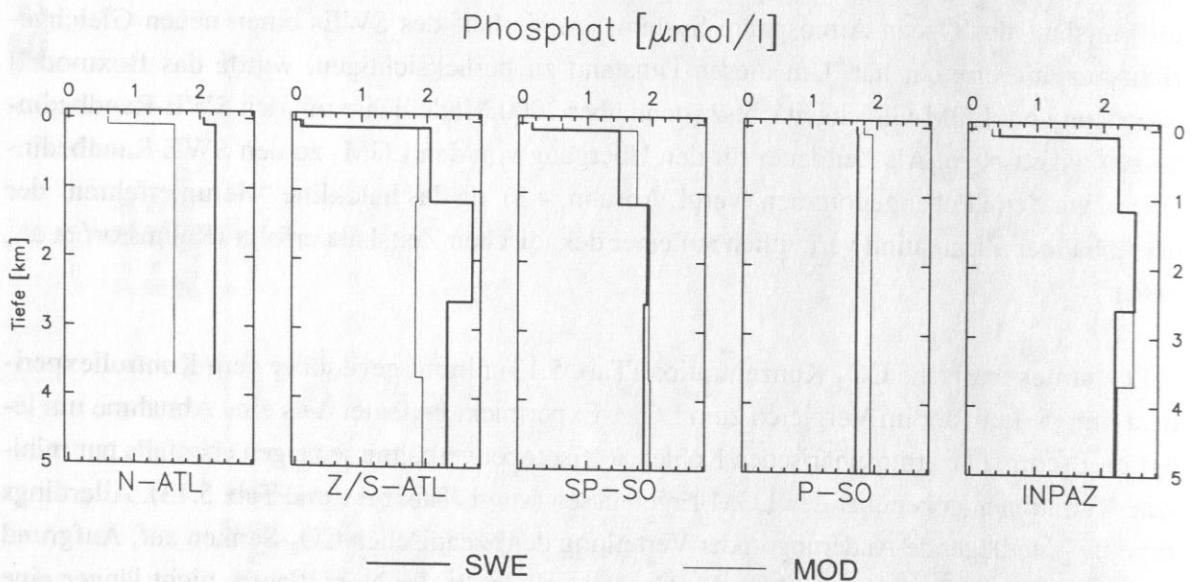


Abb. 5.26: Phosphatverteilung ($[\text{PO}_4]$) in den ozeanischen Boxen für das SWE-Experiment. Zum Vergleich sind die Ergebnisse des Kontrolllaufes (MOD) mit dargestellt. Abkürzungen der Ozeane wie in Abb. 5.25.

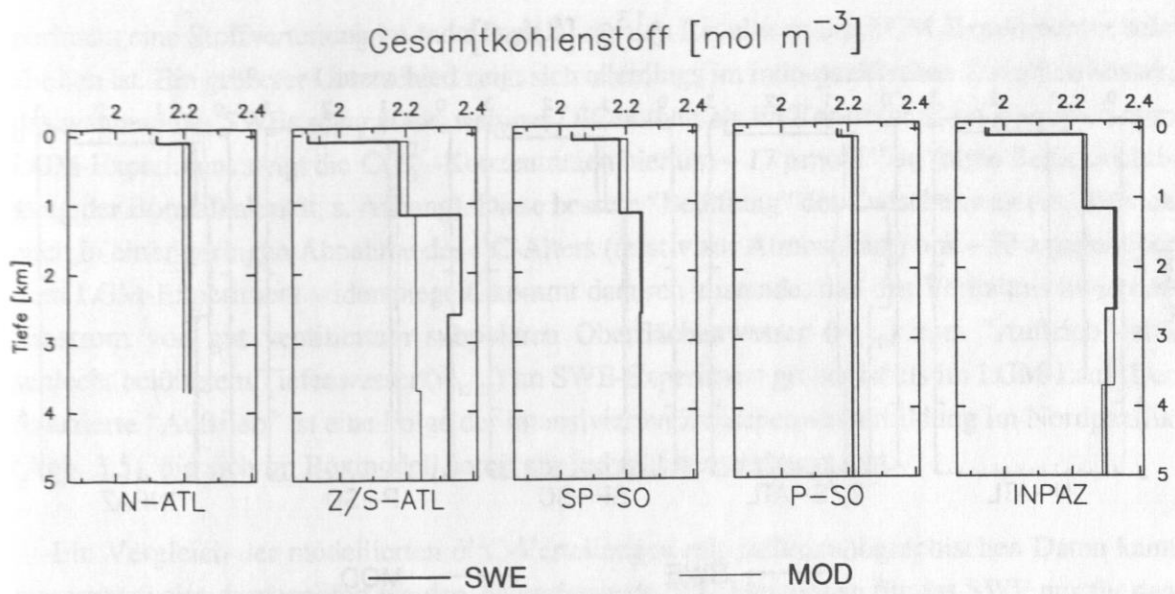


Abb. 5.27: Wie Abb. 5.26 für [DIC].

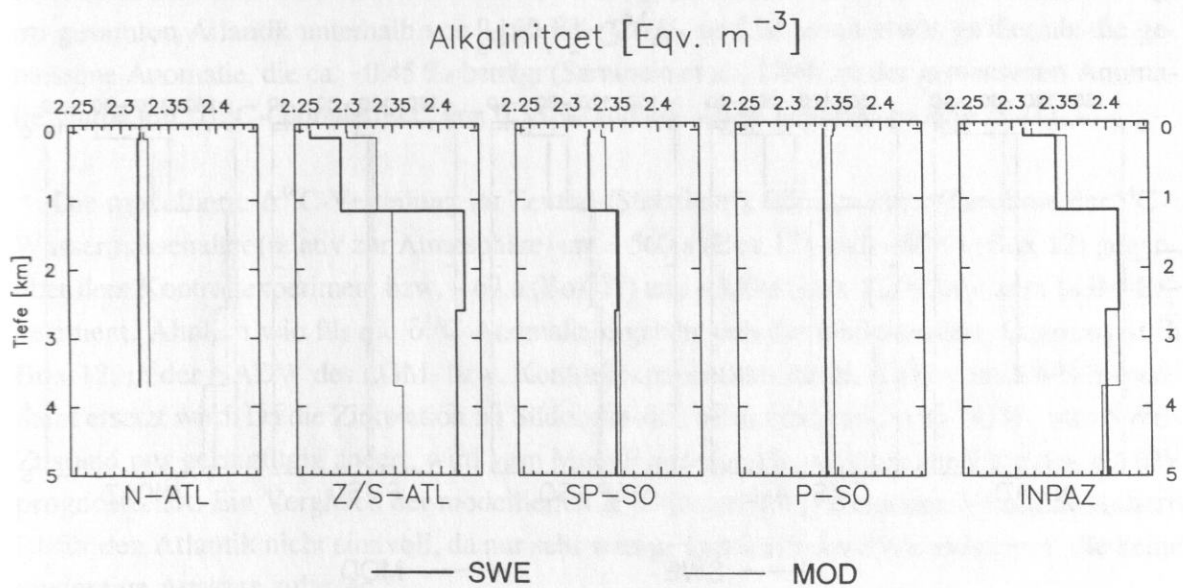


Abb. 5.28: Wie Abb. 5.26 für [ALK].

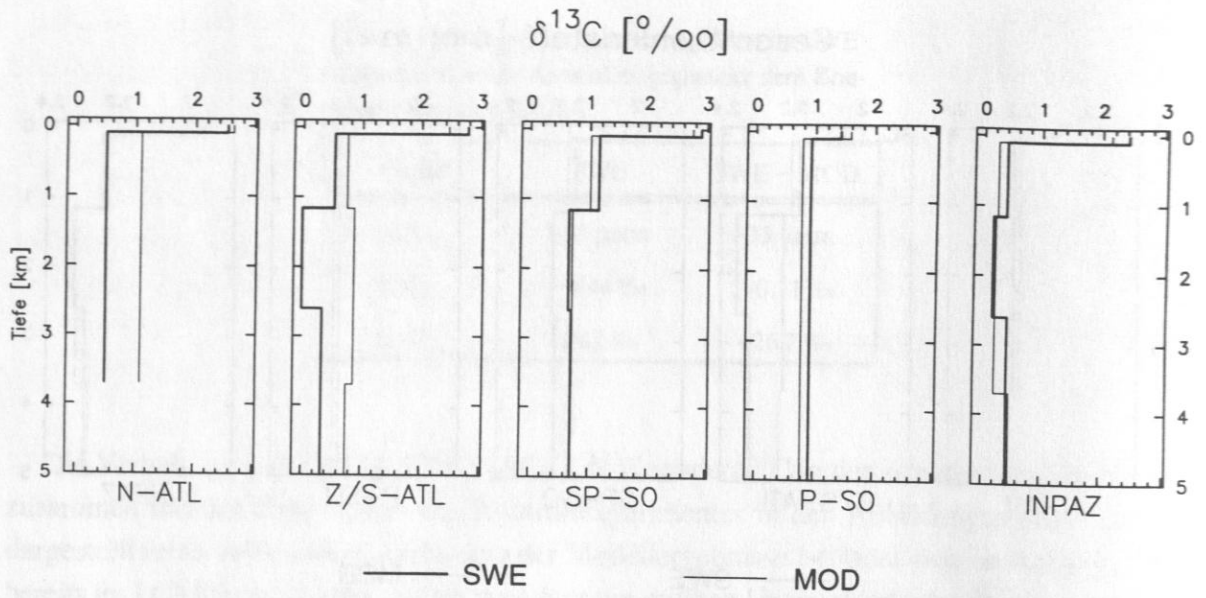


Abb. 5.29: Wie Abb. 5.26 für $\delta^{13}\text{C}$.

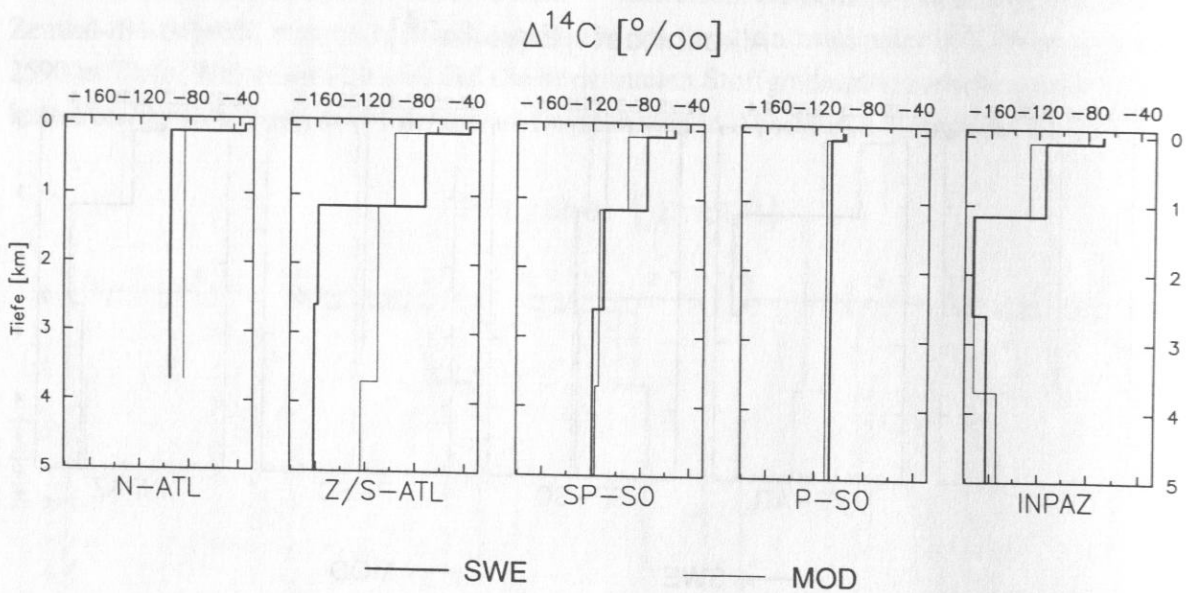


Abb. 5.30: Wie Abb. 5.26 für $\Delta^{14}\text{C}$.

Da die Boxkonfiguration im Indo-Pazifik identisch zum LGM-Experiment ist und sich die entsprechenden Wassertransporte auch nur geringfügig unterscheiden, ergibt sich im SWE-Ex-

periment eine Stoffverteilung im Indo-Pazifik, die den Resultaten des LGM-Experimentes sehr ähnlich ist. Ein größerer Unterschied zeigt sich allerdings im indo-pazifischen Zwischenwasser, das während des SWEs sogar etwas weniger DIC enthält als im Kontrolllauf; im Vergleich zum LGM-Experiment steigt die CO_3^{2-} -Konzentration hier um $\sim 17 \mu\text{mol l}^{-1}$ an (ohne Berücksichtigung der Boratalkalinität; s. Anhang). Diese bessere "Belüftung" des Zwischenwassers, die sich auch in einer geringen Abnahme des ^{14}C -Alters (relativ zur Atmosphäre) um ~ 50 a gegenüber dem LGM-Experiment widerspiegelt, kommt dadurch zustande, daß das Verhältnis zwischen Einstrom von gut ventiliertem subpolaren Oberflächenwasser ($w_{3,10}$) zum "Auftrieb" von schlecht belüftetem Tiefenwasser ($w_{15,10}$) im SWE-Experiment größer ist als im LGM-Lauf. Der reduzierte "Auftrieb" ist eine Folge der intensivierten Zwischenwasserbildung im Nordpazifik (Abb. 3.5), die sich im Boxmodell somit nur indirekt bemerkbar macht.

Ein Vergleich der modellierten $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilungen mit paläozeanographischen Daten kann nur ansatzweise durchgeführt werden, da umfassende $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen für das SWE nur für den Ostatlantik existieren (Sarnthein et al., 1994). Daten und Modellergebnisse stimmen in soweit überein, als die größten Anomalien in den Tiefen auftreten, die während des LGMs von glazialen NADW gefüllt waren (1160–2590 m Tiefe im Modell und ca. 2000–3000 m Tiefe bei den Meßwerten; die unterschiedliche mittlere Tiefe dieser Anomalie entsteht durch die grundsätzlich zu flache Wiedergabe der atlantischen Wassermassen durch das OGCM; vergl. Abschn. 3.1). Die mittlere Abnahme der modellierten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte gegenüber dem Kontrollexperiment beträgt im gesamten Atlantik unterhalb von 1160 m $\sim 0.6 \text{ ‰}$ und ist somit etwas größer als die gemessene Anomalie, die ca. -0.45 ‰ beträgt (Sarnthein et al., 1994; zu der gemessenen Anomalie wurde ein " $\delta^{13}\text{C}$ -Globaleffekt" von 0.35 ‰ addiert; vergl. Legende zu Abb. 5.21).

Die modellierte $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung im Zentral-/Südatlantik führt zu einer Zunahme der ^{14}C -Wassermassenalter (relativ zur Atmosphäre) um ~ 560 a (Box 17) und ~ 660 a (Box 12) gegenüber dem Kontrollexperiment bzw. ~ 67 a (Box 17) und ~ 320 a (Box 12) relativ zum LGM-Experiment. Ähnlich wie für die $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie ergeben sich die markantesten Änderungen in Box 12, in der NADW des LGM- bzw. Kontrollexperimentes durch AABW im SWE-Experiment ersetzt wird. Da die Zirkulation im Südozean sich beim Übergang vom LGM- zum SWE-Zustand nur geringfügig ändert, wird vom Modell nur eine kleine Alterszunahme des AABW prognostiziert. Ein Vergleich der modellierten $\Delta^{14}\text{C}$ -Daten mit gemessenen Ventilationsaltern ist für den Atlantik nicht sinnvoll, da nur sehr wenige Daten für das SWE existieren, die keine eindeutige Aussage zulassen¹⁶.

¹⁶Die von Broecker et al. (1990) bestimmten Ventilationsalter für den Kern KNR 110–82GGC (4°N , 43°W , 2816 m) deuten für das SWE eine Zunahme des Ventilationsalters gegenüber spätglazialen Werten an. Andererseits streuen die glazialen Ventilationsalter in diesem Kern stark, und einige Alter sind sogar niedriger als das heutige Ventilationsalter, was unrealistisch ist, wenn man andere paläozeanographische Befunde mit berücksichtigt, die eine schlechtere Ventilation des Atlantiks während des LGMs andeuten (z. B. Sarnthein et al., 1994). Da die mittlere Sedimentationsrate in diesem Kern nur 2.8 cm ka^{-1} beträgt, kann eine bioturbate Umlagerung nicht ausge-

Im Indo-Pazifik ergeben sich im SWE-Experiment unterhalb von 1160 m Wassertiefe keine Unterschiede zum LGM-Experiment bezüglich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung (vergl. Abb. 5.20 und 5.30), was aufgrund der minimalen Zirkulationsänderungen im Indo-Pazifik nicht überrascht. Dieser Modellbefund steht jedoch im Widerspruch zu Daten aus dem äquatorialen Ostpazifik (3°S , 83°W , 3210 m), die eine Abnahme des Ventilationsalters um ~ 1500 a während des Überganges vom LGM zum SWE andeuten (Shackleton et al., 1988). Dieses Ergebnis basiert allerdings auf der Annahme einer konstanten Sedimentationsrate zur Bestimmung der benthischen ^{14}C -Alter, was eventuell zu einem systematischen Fehler bei der Bestimmung der Ventilationsalter während des SWEs geführt hat¹⁷. Weiterhin sollte berücksichtigt werden, daß diese Daten aus dem östlichen äquatorialen Pazifik nicht notwendigerweise repräsentativ für den gesamten Indo-Pazifik sein müssen.

Die bessere Ventilation des indo-pazifischen Zwischenwassers (Box 10) im SWE-Experiment gegenüber dem LGM-Experiment drückt sich auch in einer Abnahme des ^{14}C -Ventilationsalters um ~ 20 a beim Übergang vom LGM- zum SWE-Zustand aus. Diese Abnahme ist jedoch wesentlich geringer als paläozeanographische Daten aus dem westlichen Nordpazifik andeuten (41°N , 142°E , 980 m, Duplessy et al., 1989). Danach war das Ventilationsalter in dieser Region während des SWE um mindestens 1000 a niedriger als heute. Diese Diskrepanz kommt vermutlich dadurch zustande, daß die intensive SWE-Zwischenwasserzirkulation im Nordpazifik (Abb. 3.5b) im Boxmodell nicht aufgelöst wird. Andererseits stimmt der modellierte $[\text{CO}_3^{2-}]$ -Anstieg in dieser Box gut mit einem Maximum der Karbonaterhaltung während des SWEs überein (Berger, 1977; Chen et al., 1997).

geschlossen werden, wodurch es zu Fehlern in den geschätzten Ventilationsaltern kommen kann. Für einen weiteren Kern (KNR 110–50GGC, 5°N , 43°W , 3995 m), der eine hinreichend große Sedimentationsrate aufweist (20 cm ka^{-1}), liegt leider nur ein einziges Ventilationsalter vor (13.8^{14}C ka BP), daß ungefähr mit dem Beginn des SWEs zusammenfällt. Das entsprechende Ventilationsalter unterscheidet sich jedoch nicht signifikant von den am gleichen Kern gemessenen glazialen Werten (Broecker et al., 1990, Abb. 1). Da sich dieser Kern sowohl im LGM als auch im SWE im Einflußbereich von AABW befand, könnte dies als Indiz für den Modellbefund gewertet werden, wonach sich das ^{14}C -Alter in Box 17 beim Übergang vom LGM- zum SWE-Zustand nur wenig ändert. Andererseits kann nicht ausgeschlossen werden, daß der einzelne Meßwert gar nicht aus der Frühphase des SWEs stammt, sondern die Spätphase des LGMs repräsentiert.

¹⁷Die interpolierten benthischen Alter (Tabelle 2 in Shackleton et al., 1988) von 15051 a (83 cm Kerntiefe) und 15440 a (87 cm) sind zu niedrig, um das *gemessene* benthische Alter von 15660 a (81–91 cm; Tabelle 1, ibd.) zu erklären. Außerdem stimmen diese interpolierten Alter nicht mit Abbildung 2 (ibd.) überein, in der die Regressionsgerade in 85 cm Kerntiefe *oberhalb* des gemessenen benthischen Alters verläuft — also ein höheres Alter ergibt. Durch lineare Interpolation der planktischen Alter aus 83 und 87 cm Kerntiefe (Tabelle 1, ibd.) ergibt sich ein Alter von 14730 ± 140 a (14150 a mit Reservoirkorrektur) in 85 cm Tiefe. Mit dem gemessenen benthischen Alter von 15660 ± 270 a ergibt sich daraus ein Ventilationsalter von 930 ± 300 a. Dieses Ventilationsalter ist fast doppelt so groß wie das angegebene Alter von ~ 500 a (Tabelle 2, ibd.).

Bei der Bewertung der Boxmodellergebnisse durch einen Vergleich mit gemessenen Ventilationsaltern sollte außerdem berücksichtigt werden, daß gemessene Ventilationsalter nicht frei von systematischen Fehlern sind: 1) Es wird die unrealistische Annahme gemacht, daß die Oberflächenreservoiralter zeitlich konstant seien. 2) Die Differenz aus benthischen und planktischen Altern liefert nur dann "echte" Ventilationsalter, wenn sich das Ozean-Atmosphäre-System in bezug auf ^{14}C im Gleichgewicht befindet. Gerade während der letzten Eiszeitermination, die mit raschen Veränderungen der ozeanischen Zirkulation einhergegangen ist (z. B. Duplessy et al., 1992a; Sarnthein et al., 1994), ist dies jedoch eine unrealistische Annahme (vergl. Adkins und Boyle, 1997).

Die biologische Produktivität im SWE-Experiment steigt gegenüber dem Kontrolllauf auf 6.92 Gt C a^{-1} an; gegenüber dem LGM-Experiment bedeutet dies eine Zunahme um $\sim 7\%$. Diese Produktivitätssteigerung wird besonders durch eine Verdoppelung — verglichen mit dem Kontrollexperiment — der Produktivität im Zentral-/Südatlantik ausgelöst. Verantwortlich für diesen Produktionsanstieg ist die Zunahme der Phosphatkonzentration im Zwischenwasser des Zentral-/Südatlantiks (Box 7); durch Diffusion gelangen die Nährstoffe von dort in die darüber befindliche Oberflächenbox. Verglichen mit dem LGM-Experiment bewirkt die größere Effektivität der biologischen Pumpe im SWE-Experiment jedoch keine zusätzliche Abnahme des atmosphärischen $p\text{CO}_2$. Dies liegt daran, daß mit den zusätzlichen Nährstoffen, die in die Oberflächenbox des Zentral-/Südatlantiks gelangen, auch Kohlenstoff in die Oberfläche gelangt, wodurch der CO_2 -Partialdruck im Wasser ansteigt (vergl. Abschn. 5.1.3e).

Der Eintrag von Schmelzwasser wird im Boxmodell nicht explizit erfaßt, d. h., daß die Boxvolumina durch den Schmelzwassereintrag nicht verändert werden. Vernachlässigt man den möglichen — z. Zt. nicht quantifizierbaren — Einfluß von Schelferosion, kann davon ausgegangen werden, daß Schmelzwasser praktisch frei von Kohlenstoff, Alkalinität (in der Form von Ionen) und Phosphat ist. Unter dieser Voraussetzung führt ein Schmelzwassereintrag in den Ozean in der Realität zu einer Verdünnung dieser Stoffe in der ozeanischen Deckschicht. Da die Sensitivität des CO_2 -Partialdruckes im Wasser gegenüber [DIC]- bzw. [ALK]-Änderungen ungefähr gleich groß ist — jedoch mit unterschiedlichen Vorzeichen ($\zeta_D \approx -\zeta_A$, vergl. Gl. 2.14 und 2.15) — kann die Auswirkung eines Verdünnungseffektes auf den $p\text{CO}_2(aq)$ praktisch vernachlässigt werden. Dies entbindet auch von der Notwendigkeit, den Schmelzwassereintrag als Funktion der Zeit zu quantifizieren. In einem zusätzlichen Sensitivitätsexperiment wurde untersucht, wie sich die Verdünnung, die durch das Abschmelzen des Barents-See-Eisschildes verursacht wurde, auf die Modellergebnisse auswirkt. Dazu wurde das im Eis gespeicherte Wasservolumen¹⁸ gleichmäßig auf die atlantischen Oberflächenboxen verteilt und das SWE-

¹⁸Während des LGMs waren $\sim 3.8 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ der Barents-/Kara-See mit Eis bedeckt (Kvasov und Blazhchishin, 1978). Mit Hilfe der von Saltzman und Verbitzky (1993) angegebenen Beziehung zwischen Masse und Fläche eines Eisschildes kann daraus das im Eis gespeicherte Wasservolumen ermittelt werden, das $\sim 4.9 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ beträgt. Unter Berücksichtigung der Dauer des SWEs (2000 a) ergibt sich dann ein mittlerer Schmelzwassereintrag von $\sim 0.08 \text{ Sv}$.

Experiment wiederholt. Der atmosphärische $p\text{CO}_2$ ist nach 2000 Modelljahren lediglich um 1.5 μatm niedriger als im Experiment ohne "Verdünnungseffekt". Diese leichte $p\text{CO}_2$ -Abnahme entsteht dadurch, daß ζ_D etwas größer ist als $|\zeta|$ (dieser Effekt wird allerdings teilweise dadurch kompensiert, daß aufgrund der Nährstoffverdünnung die Produktivität leicht abnimmt).

5.4 Vergleich der modellierten Zeitscheiben

In diesem Abschnitt sollen die Boxmodellergebnisse für die drei Zeitscheiben (vorindustrieller Zustand, LGM [Standardexperiment aus Abschn. 5.2.1 und 5.2.2] und SWE) miteinander verglichen werden. Dabei sollen zunächst die Unterschiede der $\delta^{13}\text{C}$ - und ^{14}C -Gradienten zwischen Atlantik und Indo-Pazifik zwischen diesen Zeitscheiben näher betrachtet werden. Anschließend soll die ozeanische Kohlenstoffspeicherung in den einzelnen Ozeanen für die drei Zeitscheiben quantifiziert werden.

In Abbildung 5.31 sind die grundsätzlichen Elemente der thermohalinen Zirkulation für die drei modellierten Zeitscheiben dargestellt. Eine nützliche Größe für die folgenden Betrachtungen ist die Verweilzeit des Wassers im Atlantik bzw. Indo-Pazifik in bezug auf den Südozean: $\tau = V/w$; darin ist V das Volumen des gesamten Atlantiks bzw. Indo-Pazifiks und w der Gesamt-wassertransport zwischen Südozean und dem jeweiligen Ozean. Die Verweilzeit ist somit ein Maß für die Ventilation von Atlantik bzw. Indo-Pazifik (nicht zu verwechseln mit den ^{14}C -Altern der Wassermassen). In allen drei Zirkulationsszenarien kommt es zur Tiefenwasserbildung im Südozean, wobei die Bildungsrate 19 Sv (Kontrolllauf), 29 Sv (LGM) bzw. 23.5 Sv (SWE) beträgt.

Der einfachste Modus der globalen thermohalinen Zirkulation ergibt sich im SWE-Experiment: Das völlige Fehlen einer NADW-Bildung hat zur Folge, daß der Südozean die einzige Tiefenwasserquelle für den gesamten Weltozean darstellt. Dementsprechend bildet der Südozean auch die einzige CO_2 -Senke des Weltozeans, während Atlantik und Indo-Pazifik als CO_2 -Quellen agieren. Im SWE-Szenario ist die Verweilzeit der aus dem Südozean stammenden Tiefenwassermassen im Atlantik und Indo-Pazifik nahezu identisch ($\tau_A = 1160$ a gegenüber $\tau_{IP} = 1120$ a; vergl. Abb. 5.31). Unter der realistischen Annahme, daß biologische bzw. physikalische Prozesse, durch die die Stoffverteilungen mit beeinflußt werden, im Atlantik und Indo-Pazifik jeweils die gleiche Größenordnung besitzen, resultieren aus den ähnlichen Verweilzeiten nahezu identische Stoffkonzentrationen im Atlantik und Indo-Pazifik bzw. minimale Konzentrationsgradienten zwischen diesen Ozeanen. Dies läßt sich exemplarisch an den Boxmodellergebnissen für die Kohlenstoffisotope zeigen: Die ^{14}C -Alter der zentral-/südatlantischen sowie der indo-pazifischen Wassermassen in 3000 m Tiefe (Abb. 5.32) sind fast nicht unterscheidbar und der entsprechende $\delta^{13}\text{C}$ -Unterschied ist ebenfalls minimal (Abb. 5.33).

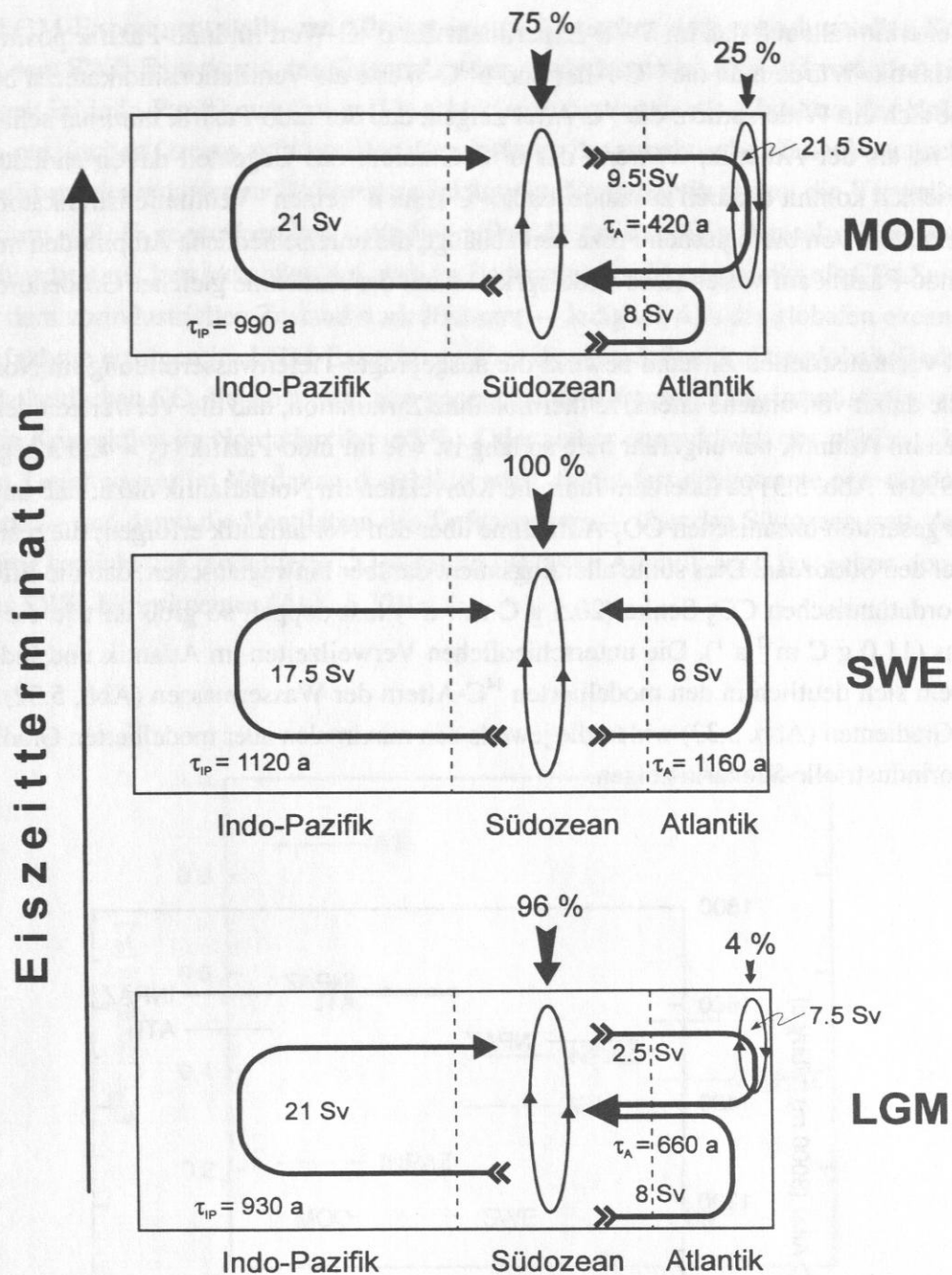


Abb. 5.31: Schematische Darstellung der globalen thermohalinen Zirkulation auf der Grundlage der OGCM-Ergebnisse für den vorindustriellen Zustand (MOD), das Schmelzwasserereignis (SWE) und das letzte glaziale Maximum (LGM). Die vertikale Anordnung der drei Zirkulations-szenarien entspricht deren Abfolge während der letzten Eiszeitermination. Die Darstellung der Ozeanboxen ist ungefähr volumengetreu; allerdings wurden unterschiedliche meridionale Positionen der Polarfronten in beiden Hemisphären nicht berücksichtigt. Die vertikalen Ellipsen markieren großskalige Konvektion — und damit verbundene Tiefenwasserbildung — im Nordatlantik und Südozean. Die Pfeile oberhalb der Konvektionszellen zeigen die relative Bedeutung der entsprechenden ozeanischen CO_2 -Senken an. Die Verweilzeiten im Atlantik (τ_A) und Indo-Pazifik (τ_{IP}) sind ebenfalls angegeben (siehe Text für weitere Erläuterungen).

Weiterhin fällt auf, daß im SWE-Experiment der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert im Indo-Pazifik positiver ist als im Atlantik. Würde man die ^{14}C -Alter und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte als Ventilationsindikatoren betrachten, ergäbe sich ein Widerspruch: die ^{14}C -Alter zeigen, daß der Indo-Pazifik minimal schlechter belüftet ist als der Atlantik, während der $\delta^{13}\text{C}$ -Gradient das Gegenteil davon andeutet. Dieser Unterschied kommt dadurch zustande, daß $\delta^{13}\text{C}$ keinen "reinen" Ventilationsindikator darstellt, sondern stark von biologischen Prozessen abhängt, die unterschiedliche Amplituden im Atlantik und Indo-Pazifik aufweisen (dies widerspricht nicht der Annahme gleicher Größenordnungen).

Im vorindustriellen Zustand bewirkt die ausgeprägte Tiefenwasserbildung im Nordatlantik und die damit verbundene intensive thermohaline Zirkulation, daß die Verweilzeit der Wassermassen im Atlantik nur ungefähr halb so lang ist wie im Indo-Pazifik ($\tau_A = 420$ a gegenüber $\tau_{IP} = 990$ a; Abb. 5.31). Außerdem führt die Konvektion im Nordatlantik dazu, daß ungefähr 25 % der gesamten ozeanischen CO_2 -Aufnahme über den Nordatlantik erfolgen; die restlichen 75 % über den Südozean. Dies sollte allerdings nicht darüber hinwegtäuschen, daß die Effektivität der nordatlantischen CO_2 -Senke ($20.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) fast doppelt so groß ist wie die des Südozeans ($11.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$). Die unterschiedlichen Verweilzeiten im Atlantik und Indo-Pazifik spiegeln sich deutlich in den modellierten ^{14}C -Altern der Wassermassen (Abb. 5.32) und dem $\delta^{13}\text{C}$ -Gradienten (Abb. 5.33) wider, die jeweils den maximalen aller modellierten Gradienten für das vorindustrielle Szenario zeigen.

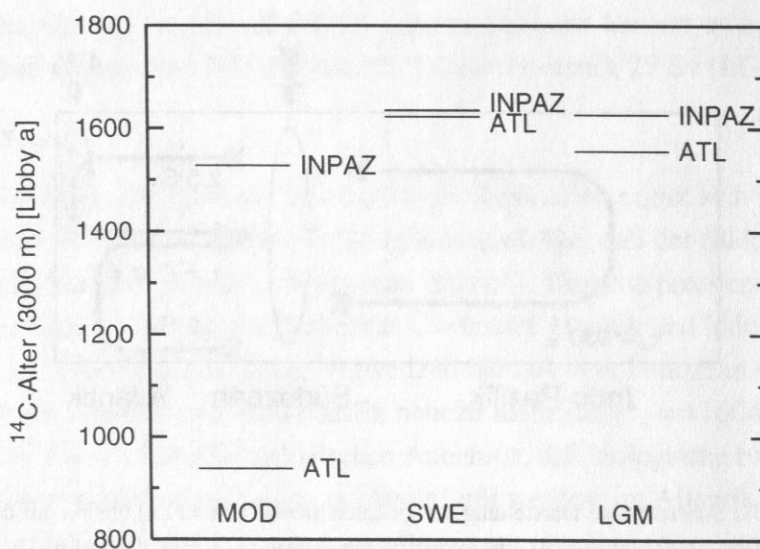


Abb. 5.32: ^{14}C -Alter der atlantischen (ATL; hier identisch zu: Zentral-/Südatlantik) und indo-pazifischen (INPAZ) Wassermassen in 3000 m Tiefe in den Boxmodellexperimenten für den vorindustriellen Zustand (MOD), das Schmelzwasserereignis (SWE) und das letzte glaziale Maximum (LGM).

Das LGM-Experiment stellt eine "Zwischenstufe" zwischen dem vorindustriellen Kontrolllauf und dem SWE-Experiment dar. Gegenüber dem vorindustriellen Zustand verändert sich die Verweilzeit im Indo-Pazifik nur wenig (Ursache der Änderung ist die Abnahme des Volumens des indo-pazifischen Ozeans aufgrund der Verschiebung der antarktischen Polarfront nach Norden). Aufgrund der reduzierten Tiefenwasserbildung im Nordatlantik nimmt die Verweilzeit im Atlantik um $\sim 60\%$ gegenüber dem vorindustriellen Zustand zu. Die abgeschwächte Konvektion im Nordatlantik bewirkt außerdem, daß die Bedeutung des Nordatlantiks als CO_2 -Senke gegenüber dem vorindustriellen Zustand stark abnimmt — lediglich 4% der globalen ozeanischen CO_2 -Aufnahme erfolgen im LGM-Experiment über den Nordatlantik. Die globale Bedeutung der nordatlantischen CO_2 -Senke nimmt also gegenüber dem Kontrollexperiment stärker ab (-84%) als die Konvektion im Nordatlantik (-65%). Oder anders ausgedrückt: obwohl im LGM-Experiment Tiefenwasser im Nordatlantik gebildet wird, findet fast die gesamte ozeanische CO_2 -Aufnahme — und damit die Ventilation des Tiefenwassers — über den Südozean statt. Aus diesem Grund erreicht das modellierte ^{14}C -Alter im glazialen Atlantik auch fast schon den hohen Wert des SWE-Experimentes (Abb. 5.32).

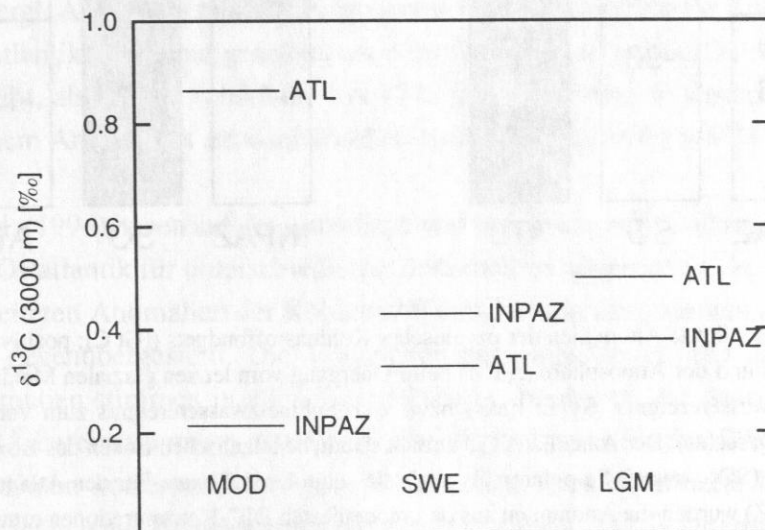


Abb. 5.33: Wie Abb. 5.32 für $\delta^{13}\text{C}$.

Der Modellbefund, wonach sich das meridionale "Overtuning" im Indo-Pazifik nur wenig verändert, wenn die NADW-Bildung zwischen heutigem "Maximalwert" und dem völligen Fehlen während des SWEs variiert, untermauert die Hypothese von Macdonald und Wunsch (1996) wonach die Intensität der Zirkulation im Indo-Pazifik von der Intensität der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik weitgehend entkoppelt ist. Die dynamische Entkopplung erfolgt über den

antarktischen Zirkumpolarstrom, dessen Stärke (112–115 Sv in den OGCM Experimenten) durch die Intensität der NADW-Bildung nur schwach moduliert wird. Dies steht im Widerspruch zu dem Bild eines einfachen, globalen "Salzförderbandes" (Broecker, 1987; 1991; Abb. 1.4), dessen globale Intensität von der Tiefenwasserbildungsrate im Nordatlantik gesteuert wird. Zwar läßt sich Verteilung bestimmter Stoffe (z. B. DIC, ALK und PO_4) und Isotopenverhältnisse (z. B. $\delta^{13}\text{C}$ und $\Delta^{14}\text{C}$) im heutigen Ozean in erster Näherung durch ein globales "Salzförderband" beschreiben; Rückschlüsse von der Stoffverteilung auf die Dynamik der globalen thermohalinen Zirkulation sind jedoch nicht notwendigerweise eindeutig.

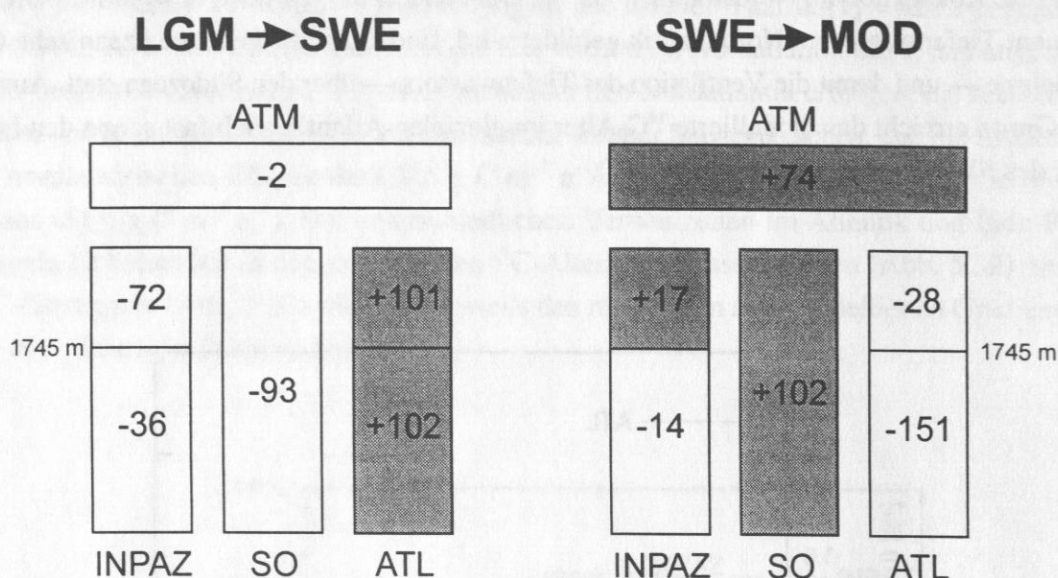


Abb. 5.34: Modellierte Anomalien der ozeanischen Kohlenstoffbudgets ([Gt C]); positive Anomalien grau unterlegt und der Atmosphäre (ATM) beim Übergang vom letzten glazialen Maximum (LGM) zum Schmelzwasserereignis (SWE; links) bzw. vom Schmelzwasserereignis zum vorindustriellen Zustand (MOD; rechts). Der Atlantik (ATL) umfaßt sämtliche atlantischen Boxen des Boxmodells und der Südozean (SO) sowohl die polaren als auch die subpolaren Boxen. Für den Atlantik und Indo-Pazifik (INPAZ) wurden die Anomalien aus den modellierten DIC-Konzentrationen ermittelt; hierbei wurden Veränderungen im Tiefenwasser (≥ 1745 m) von Anomalien im Zwischenwasser (< 1745 m) unterschieden. Die atmosphärischen Anomalien ergeben sich aus den Variationen des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes. Die Anomalien im Südozean wurden so bestimmt, daß die Summe aller Anomalien gleich Null ist. Um zu verhindern, daß die unterschiedlichen meridionalen Boxgrenzen die Berechnung beeinflussen, wurden sämtliche Anomalien auf der Basis der meridionalen Grenzen der LGM/SWE-Konfiguration bestimmt.

Betrachtet man die modellierten Gesamtkohlenstoffverteilungen für die drei Zeitscheiben (Abb. 5.3, 5.17 und 5.27), dann fällt auf, daß sich besonders im Atlantik massive Variationen des Kohlenstoffbudgets infolge der Zirkulationsänderungen ergeben. In Abbildung 5.34 ist die

Änderung der Kohlenstoffmenge in den einzelnen Ozeanen beim Übergang vom LGM- zum SWE-Zustand bzw. vom SWE- zum vorindustriellen Zustand gezeigt. Das Fehlen der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik während des SWEs führt dazu, daß beim Übergang vom LGM zum SWE im gesamten Atlantik 203 Gt mehr Kohlenstoff gespeichert werden. Allerdings stammt nur ein sehr geringer Teil dieses "zusätzlichen" Kohlenstoffes aus der Atmosphäre (2 Gt C) — der Großteil gelangt aus dem Indo-Pazifik und dem Südozean in den Atlantik. Der Übergang vom LGM zum SWE geht im Boxmodell also mit einer massiven internen Umverteilung von Kohlenstoff im Weltozean einher, während die Auswirkung auf den CO_2 -Gehalt der Atmosphäre nur minimal ist. Dieses Verhalten des Boxmodells kommt im wesentlichen dadurch zustande, daß bereits während des LGMs nahezu die gesamte ozeanische CO_2 -Aufnahme über den Südozean erfolgt (vergl. Abb. 5.31), so daß es durch das "Abschalten" der nordatlantischen CO_2 -Senke im SWE-Experiment lediglich zu einer geringfügigen Änderung in der Verteilung der ozeanischen CO_2 -Quellen und Senken kommt. Zwar führt der erhöhte Kohlenstoffgehalt im Atlantik während des SWEs zu einem Anstieg des CO_2 -Partialdruckes im nordatlantischen Oberflächenwasser — dies wird jedoch in bezug auf die Atmosphäre durch einen reduzierten CO_2 -Partialdruck im Indo-Pazifik kompensiert.

Beim Übergang vom SWE zum vorindustriellen Zustand führt die intensivierte Tiefenwasserzirkulation (vergl. Abb. 5.31) zu einer verringerten Speicherkapazität für Kohlenstoff im Tiefenwasser des Atlantiks und untergeordnet auch im tiefen Indo-Pazifik. Da der Atlantik mehr Kohlenstoff abgibt, als Pazifik (oberhalb von 1745 m) und Südozean zusammen aufnehmen, kommt es zu einem Anstieg des atmosphärischen Kohlenstoffgehaltes um 74 Gt.

Sarnthein et al. (1994) haben auf der Grundlage von benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Daten die Kohlenstoffspeicherung im Ostatlantik für unterschiedliche Zeitscheiben abgeschätzt. In Tabelle 5.14 sind die daraus abgeleiteten Anomalien der Kohlenstoffspeicherung im gesamten Atlantik den Modellergebnissen gegenübergestellt. Die Vorzeichen der modellierten und anhand der Daten ermittelten Anomalien stimmen in allen Fällen überein; bezüglich der Amplitude ergibt sich eine relativ gute Übereinstimmung, wobei die Modellergebnisse für das SWE besser mit den entsprechenden Daten korrespondieren als für das LGM. Eine detaillierte Interpretation der Unterschiede ist jedoch aus folgenden Gründen nicht sinnvoll: 1) Die Übertragung der Ergebnisse aus dem Ostatlantik auf den Westatlantik stellt eine zu starke Vereinfachung dar. 2) Die von Sarnthein et al. (1994) angegebenen Anomalien wurden bewußt nicht für eine globale $\delta^{13}\text{C}$ -Verschiebung durch den Eintrag von terrestrischem Kohlenstoff in den Ozean während des LGMs korrigiert. (Da weder die zugrundeliegenden Volumen noch die verwendeten $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien angegeben sind, läßt sich diese Korrektur auf der Basis der publizierten Daten nicht nachträglich durchführen.) 3) Die vertikale Verschiebung der atlantischen Wassermassen im OGCM um ~ 500 m gegenüber der Realität (vergl. Abschn. 3.1). 4) Die unzureichende Wiedergabe des glazialen NADWs im Boxmodell (vergl. Abschn. 5.22).

Tab. 5.14: Anomalien der Kohlenstoffspeicherung [Gt C] im gesamten Atlantik. Die von Sarnthein et al. (1994) ermittelten Anomalien (soweit verfügbar, wurden nur Daten verwendet, die nicht von hohen organischen Kohlenstoffflüssen beeinflusst sind) für den Ostatlantik wurden 1) verdoppelt, um eine Abschätzung für den gesamten Atlantik zu erhalten (aufgrund der symmetrischen Spreizungsrate des mittelatlantischen Rückens haben Ost- und Westatlantik praktisch identische Volumina) und 2) um 8 % erhöht, da die von Sarnthein et al. (1994) benutzte Steigung der $\delta^{13}\text{C}$ -DIC-Beziehung sich von der entsprechenden Steigung im Modell unterscheidet. Da das OGCM keine Schichtgrenze bei 2000 m besitzt, wurde die nächstliegende Grenze bei 1745 m zum Vergleich mit den Daten herangezogen.

Atlantik	Boxmodell ≥ 1745 m	Daten ≥ 2000 m	Boxmodell < 1745 m	Daten < 2000 m
LGM - MOD	+49	+114	-73	-11
SWE - MOD	+151	+119	+28	+30

6 Boxmodell-Experimente II — Zeitabhängige Experimente

In diesem Abschnitt werden Experimente mit dem Boxmodell durchgeführt, in denen die Zeitabhängigkeit bestimmter Größen des Kohlenstoffkreislaufes untersucht wird. Dabei werden die folgenden Aspekte näher betrachtet: 1) das dynamische Verhalten des Boxmodells, 2) Störungen der “ ^{14}C -Uhr” — ausgelöst durch Variationen der thermohalinen Zirkulation und 3) Variationen des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes im Verlauf der letzten Eiszeitermination. Die Experimente basieren entweder auf einer zeitlichen Verknüpfung der (quasi)-Gleichgewichtszustände (s. Abschn. 5) für das letzte glaziale Maximum, das Schmelzwasserereignis und den vorindustriellen Zustand oder nur auf dem Kontrolllauf.

6.1 CO_2 -Aufnahme durch den heutigen Ozean

Die folgenden beiden Experimente basieren auf dem vorindustriellen Kontrollexperiment und beschäftigen sich mit der zeitlichen Entwicklung einer Störung dieses Gleichgewichtszustandes, die durch den Eintrag von CO_2 in die Atmosphäre hervorgerufen wird. Diese Experimente gewähren einerseits einen Einblick in das dynamische Verhalten des Boxmodells, andererseits erlauben sie einen Vergleich des Boxmodells mit anderen Kohlenstoffmodellen bzw. Meßdaten.

Im ersten Experiment wird der atmosphärische CO_2 -Gehalt zu Beginn des Experimentes verdoppelt. Diese Störung des vorindustriellen Gleichgewichtszustandes führt zunächst zu einer Aufnahme eines Teils des zusätzlichen Kohlenstoffes durch den Ozean (vergl. Gl. 2.1). Nach einer gewissen Zeit stellt sich ein neuer Gleichgewichtszustand zwischen Ozean und Atmosphäre ein. Zwei Aspekte sind hierbei von Interesse: 1) Wie verläuft die zeitliche Entwicklung des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ im Anschluß an die initiale Störung? 2) Welcher Anteil des zusätzlichen Kohlenstoffes verbleibt nach Erreichen des neuen Gleichgewichtszustandes in der Atmosphäre? Die ozeanische CO_2 -Aufnahme wird durch Prozesse gesteuert, die auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen ablaufen (Gasaustausch: $O(< 1 \text{ a})$ bis thermohaline Zirkulation: $O(1000 \text{ a})$), wodurch dieses Experiment einen guten Eindruck der Gesamtdynamik des Boxmodells vermittelt (vergl. Stocker et al., 1994). Eine nützliche Größe, um das zeitliche Modellverhalten zu beschreiben, ist die sog. “airborne fraction” r :

$$r(t) \equiv \frac{p(t) - p_0}{p_{\text{ini}} - p_0}, \quad (6.1)$$

mit:

$p(t)$: atmosphärischer $p\text{CO}_2$ zur Zeit t nach der Störung,

p_0 : atmosphärischer $p\text{CO}_2$ des Kontrollexperimentes und

p_{ini} : atmosphärischer $p\text{CO}_2$ sofort nach dem Auftreten der atmosphärischen CO_2 -Störung

(NB: $p(0) = p_{ini}$).

Die zeitliche Entwicklung der "airborne fraction" ist in Abbildung 6.1 gezeigt; zum Vergleich wurden die entsprechenden Ergebnisse des Hamburger (Maier-Reimer und Hasselmann, 1987) bzw. Princeton 3D-Kohlenstoffmodells (Sarmiento et al., 1992) mit dargestellt. Die anfängliche CO_2 -Aufnahme des Boxmodells ist langsamer als die der 3D-Modelle. Nach ungefähr 300 a liegt die "airborne fraction" des Boxmodells jedoch zwischen den entsprechenden Kurven der 3D-Modelle und konvergiert gegen einen Wert von $r_\infty = 0.18$.

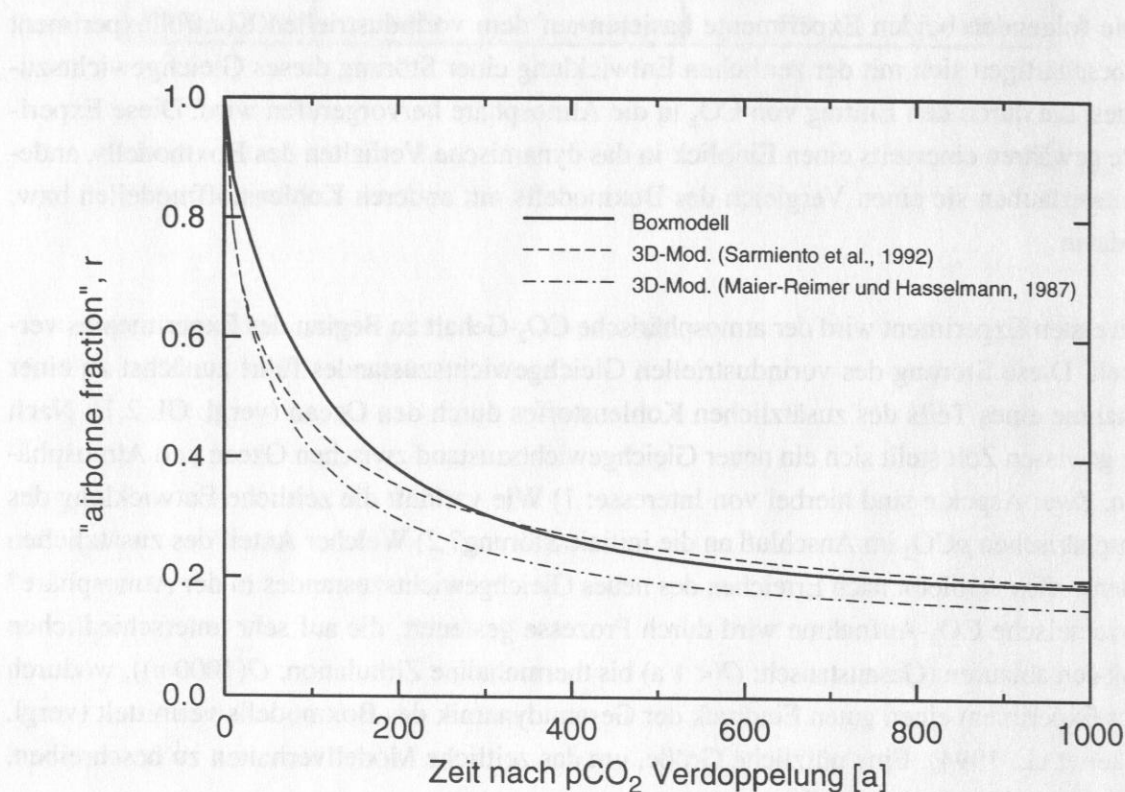


Abb. 6.1: Zeitliche Entwicklung der "airborne fraction" nach einer anfänglichen Verdoppelung des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ ($p_{ini} \equiv 2 p_0$ in Gl. 6.1) für verschiedene Kohlenstoffmodelle (weitere Erläuterungen im Text).

Nach Maier-Reimer und Hasselmann (1987) kann die zeitliche Entwicklung der "airborne fraction" nach einer sprunghaften Erhöhung des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ (hier: Verdoppelung) durch eine Superposition

$$R(t) = a_0 + \sum_{i=1}^N a_i \exp(-t/\tau_i) \quad (6.2)$$

von Exponentialfunktionen mit unterschiedlichen Amplituden a_i und charakteristischen Zeitskalen τ_i beschrieben werden. Die Amplitude a_0 ist der asymptotische Wert der "airborne fraction" für $t \rightarrow \infty$, d. h., daß $a_0 = r_\infty$ gilt. Die Amplituden a_i lassen sich als relative Kapazitäten voneinander unabhängiger ozeanischer Kohlenstoffreservoirs auffassen, die auf den charakteristischen Zeitskalen τ_i den "überschüssigen" atmosphärischen Kohlenstoff aufnehmen (mathematisch entsprechen die Exponentiale in Gl. 6.2 den Eigenmodi des Systems; Maier-Reimer und Hasselmann, 1987). Die Amplituden und Zeitskalen lassen sich abschätzen, indem die Funktion aus Gleichung (6.2) mittels der Methode der kleinsten Quadrate an die jeweiligen Modellergebnisse angepaßt wird.

Die resultierenden Koeffizienten (Tab. 6.1) lassen folgendes erkennen: Allen Modellen ist gemeinsam, daß die jeweils größte Amplitude (a_2) mit einer charakteristischen Zeitskala von ca. ~ 70 – 80 a verknüpft ist. Andererseits weist das Boxmodell eine nahezu gleichgroße Amplitude für die längste Zeitskala auf ($a_1 \approx a_2$), während bei den 3D-Modellen $a_1 < a_2$ ist. Außerdem weisen die 3D-Modelle einen Modus auf, der auf einer Zeitskala von ~ 11 – 19 a reagiert (τ_3); dieser Modus fehlt jedoch im Boxmodell¹⁹. Dies ist vermutlich der Grund für die vergleichsweise langsame CO₂-Aufnahme durch das Boxmodell direkt im Anschluß an die Störung (Abb. 6.1). Die Ursache für diesen fehlenden Modus könnte in der geringen vertikalen Auflösung des Boxmodells liegen, da hierdurch relativ lange Verweilzeiten von $O(100$ a) in den Zwischenwasserboxen (unterhalb der Oberflächenboxen) entstehen. Folglich kann das rasch (τ_4) durch die Oberflächenboxen aufgenommene atmosphärische CO₂ nicht schnell genug in tiefere Wasserschichten gelangen. Prinzipiell bleibt also festzuhalten, daß die CO₂-Aufnahme durch das Boxmodell im Vergleich zu den beiden 3D-Modellen auf Zeitskalen unterhalb von wenigen hundert Jahren tendenziell zu langsam erfolgt.

Tab. 6.1: Koeffizienten der Gleichung (6.2), die aus unterschiedlichen Kohlenstoffmodellen für eine Verdopplung des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ resultieren. (HH: Maier-Reimer und Hasselmann, 1987; PR: Sarmiento et al., 1992; BM: das in Abschnitt 4 beschriebene Boxmodell).

Modell	a_0	a_1	τ_1 [a]	a_2	τ_2 [a]	a_3	τ_3 [a]	a_4	τ_4 [a]
BM	0.180	0.370	258.7	0.377	77.5	—	—	0.073	0.99
HH	0.142	0.241	313.8	0.323	79.8	0.206	18.8	0.088	1.7
PR	0.174	0.275	376.6	0.307	67.7	0.189	10.7	0.054	0.9

¹⁹Für die 3D-Modelle wurde $N = 4$ in Gleichung (6.2) gesetzt. Für das Boxmodell ergibt sich mit diesem Wert für N jedoch kein statistisch signifikanter vierter Modus, daher wurde in diesem Fall $N = 3$ gewählt.

Im zweiten Experiment soll die historische CO_2 -Aufnahme durch den Ozean zwischen 1794 und 1990 AD quantifiziert werden. Hierbei wird angenommen, daß sich die ozeanische Zirkulation in diesem Zeitraum nicht grundlegend verändert hat. Ausgehend vom vorindustriellen Gleichgewichtszustand wird das Boxmodell vorwärts integriert, wobei der atmosphärische $p\text{CO}_2$ nicht länger vom Modell berechnet wird, sondern stattdessen vorgegeben wird; die resultierende CO_2 -Aufnahme durch den Ozean wird dann als Funktion der Zeit diagnostiziert (Siegenthaler und Oeschger, 1987; Siegenthaler, 1993). Die dazu verwendeten historischen CO_2 -Daten (Abb. 6.2) basieren sowohl auf Messungen an Eisbohrkernen als auch auf direkten Luftmessungen (Zusammenfassung der Daten in Schimel et al., 1995).

Die Integration des Modells beginnt 1794 AD bei einem $p\text{CO}_2$ von $280 \mu\text{atm}$. Diese Art von Experimenten dient dazu, eine zentrale Kenngröße des heutigen Kohlenstoffkreislaufes zu quantifizieren: die Aufnahmerate von anthropogenem CO_2 durch den Ozean (z. B. Schimel et al., 1995 für eine Übersicht). Diese Größe läßt sich durch Messungen (Quay et al., 1992; Takahashi et al., 1997; Tans et al., 1990; 1993) nur schwer in der erforderlichen Genauigkeit erfassen, so daß Abschätzungen mit Hilfe von Kohlenstoffmodellen notwendig sind.

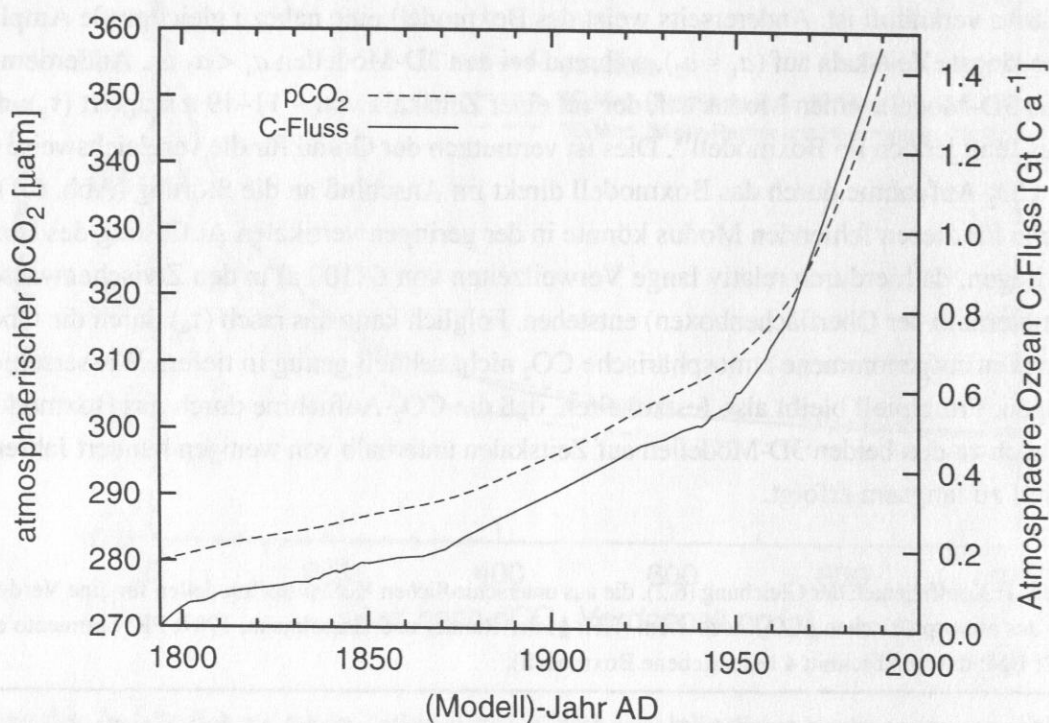


Abb. 6.2: Historische Entwicklung des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ (Schimel, 1995) und daraus mit Hilfe des Boxmodells ermittelte Kohlenstoffaufnahme-raten (C-Fluß) durch den Ozean.

Der vom Modell berechnete Kohlenstofffluß von der Atmosphäre in den Ozean ist in Abbildung 6.2 als Funktion der Zeit dargestellt. Es ist deutlich erkennbar, daß der modellierte Koh-

lenstofffluß in den Ozean nicht konstant ist, sondern mit der Zeit zunimmt. Die markante Zunahme der ozeanischen CO₂-Aufnahme, die ungefähr zwischen den Jahren 1950 und 1960 stattfindet, leitet eine grundlegende Umstrukturierung der Verteilung der ozeanischen CO₂-Quellen und -Senken im Boxmodell ein: der starke Anstieg des $p\text{CO}_2$ in der Atmosphäre führt dazu, daß der Indo-Pazifik ab dem Jahr 1970 und der Zentral-/Südantlantik ab 1977 als Senken für atmosphärischen Kohlenstoff wirken. Lediglich der polare Südozean agiert auch weiterhin als CO₂-Quelle.

In Tabelle 6.2 sind die ozeanischen Kohlenstoffaufnahmezeiten, die mit Hilfe sehr unterschiedlicher Modelle ermittelt wurden, für verschiedene Zeiträume zusammengestellt; außerdem sind in dieser Tabelle die verfügbaren Abschätzungen dieses Parameters aufgelistet, die auf Meßdaten basieren. Betrachtet man zunächst nur die Modellergebnisse für den Zeitraum 1980–1989 (da nur hierfür alle Ergebnisse verfügbar sind), dann fällt auf, daß das hier vorgestellte Boxmodell die niedrigste Kohlenstoffaufnahmezeit aller Modelle aufweist. Andererseits ist bemerkenswert, daß mit den 3D-Modellen von Maier-Reimer und Hasselmann (1987) bzw. Sarmiento et al. (1992) ebenfalls Raten $< 2 \text{ Gt C a}^{-1}$ ermittelt wurden, während die übrigen Modelle Aufnahmezeiten $> 2 \text{ Gt C a}^{-1}$ aufweisen.

Dies läßt den Schluß zu, daß das in dieser Arbeit entwickelte Boxmodell sich eher wie ein 3D-Modell verhält und nicht wie die Boxdiffusionsmodelle von Oeschger et al. (1975) bzw. Shaffer und Sarmiento (1995) (Dies entspricht dem ähnlichen Befund aus Abschn. 5.1.3f in bezug auf die Temperatursensitivität des atmosphärischen $p\text{CO}_2$.) Der Grund für dieses unterschiedliche Verhalten der Boxmodelle liegt vermutlich in der besseren Wiedergabe der globalen thermohalinen Zirkulation im hier benutzten Modell. Weiterhin ist aus Tabelle 6.2 ersichtlich, daß der Anstieg der Kohlenstoffaufnahmezeit zwischen den Jahren 1980 und 1990 im hier verwendeten Boxmodell $\sim 21 \%$ beträgt, und somit gut mit dem entsprechenden Anstieg im 2D-Modell ($+ 22 \%$) übereinstimmt. Offensichtlich unterscheiden die Modelle sich nicht stark in den Zuwachsraten, sondern lediglich in den absoluten Aufnahmezeiten.

Ein Vergleich der Modellergebnisse mit den Daten ergibt folgendes Bild: Die von Quay et al. (1992) für das Jahr 1980 ermittelte Aufnahmezeit ist aufgrund des großen Fehlers mit allen Modellergebnissen kompatibel; lediglich das hier beschriebene Boxmodell weist eine kleinere Aufnahmezeit auf, die jedoch relativ nahe an der Abschätzung von Tans et al. (1993) für dieses Jahr liegt. Die Abschätzung für den Zeitraum 1980–1989 (Tans et al., 1990) ist extrem niedrig und unterscheidet sich signifikant von allen Modellergebnissen. Die Meßergebnisse für 1990 (Takahashi et al., 1997) weisen auf eine signifikant niedrigere Kohlenstoffaufnahmezeit hin, als das 2D-Modell andeutet. Die in dieser Arbeit ermittelte Aufnahmezeit für 1990 liegt, unter Berücksichtigung des Fehlers, dagegen nur um 0.07 Gt C a^{-1} über der entsprechenden Schätzung von Takahashi et al. (1997). Für den Zeitraum 1989–1994 steht die hier ermittelte Aufnahmezeit im Einklang mit den Meßergebnissen von Keeling et al. (1996).

Tab. 6.2: Ozeanische Kohlenstoffaufnahme [Gt C a⁻¹] für unterschiedliche Zeiträume zwischen 1980 und 1994 anhand diverser Kohlenstoffmodelle und Meßergebnisse. ⟨...⟩ bezeichnet den mittleren Wert über den entsprechenden Zeitraum; Konfidenzintervalle sind 1σ-Intervalle. Die Tabelle ist unvollständig, da nicht alle Modellergebnisse publiziert wurden bzw. keine entsprechenden Meßdaten zur Verfügung stehen.

	Zeitraum			
	1980	⟨1980–1989⟩	1990	⟨1989–1994⟩
3D-Modelle				
HAMOCC-3 (Maier-Reimer, 1993)	—	1.47 [★]	—	—
GFDL (Sarmiento et al., 1992)	1.67 [†]	1.90	—	—
2D-Modelle				
“Bern-Modell” (Stocker et al., 1994)	1.91	2.10 [★]	2.38	—
Boxmodelle				
BD (Oeschger et al., 1975)	2.25 [†]	2.32 [★]	—	—
HILDA (Shaffer und Sarmiento, 1995)	1.93 [†]	2.15 [★]	—	—
diese Arbeit	1.19	1.33	1.47	1.51 [‡]
Daten ¹				
Tans et al. (1990)	—	0.55 ± 0.25 [§]	—	—
Quay et al. (1992)	2.1 ± 0.8	—	—	—
Tans et al. (1993)	1.5	—	—	—
Keeling et al. (1996)	—	—	—	1.9 ± 0.4
Takahashi et al. (1997)	—	—	1.0 ± 0.4	—

★ Diese Angabe wurde nicht in der Originalarbeit veröffentlicht und wurde daher aus Schimel et al. (1995) übernommen.

† Diese Angabe wurde nicht in der Originalarbeit veröffentlicht und wurde daher aus Siegenthaler und Joos (1992) übernommen.

‡ Unter der Annahme eines linearen Trends aus den Ergebnissen für 1985–1990 extrapoliert.

§ Diese Abschätzung wurde aufgrund einer unzureichenden Datenbasis möglicherweise unterschätzt (s. Takahashi et al., 1997)

|| Mittlere Aufnahme rate zwischen 1970 und 1990. Diese Abschätzung wurde von Tans et al. (1993) in Frage gestellt.

¶ Als Datengrundlage dienen $\Delta p\text{CO}_2$ -Messungen zwischen Ozean und Atmosphäre (Takahashi et al., 1997; Tans et al., 1990), Isotopenmessungen (Quay et al., 1992; Tans et al., 1993) bzw. Veränderungen der atmosphärischen O_2 -Konzentration (Keeling et al., 1996).

Vergleicht man die Gesamtheit der Modellergebnisse mit den Daten, dann ergibt sich die beste Übereinstimmung für das hier entwickelte Boxmodell. Hieraus sollte jedoch nicht geschlossen werden, daß das Boxmodell eine realistischere Abschätzung der ozeanischen Auf-

nahme von anthropogenem Kohlenstoff zuläßt als die übrigen Modelle: 1) Es wäre denkbar, daß die anhand von Daten ermittelten Aufnahmeraten aufgrund einer unzureichenden Datengrundlage bzw. fehlerhafter Annahmen die tatsächliche Aufnahmerate unterschätzen. Andererseits deuten neuere Untersuchungen von Hesshaimer et al. (1994) an, daß Modelle, die mit Hilfe der Verteilung von ^{14}C aus atmosphärischen Atombombenversuchen kalibriert wurden (GFDL, BD, und HILDA in Tab. 6.2), die tatsächliche Aufnahmerate um bis zu 25 % überschätzen. 2) Das oben beschriebene CO_2 -Verdoppelungsexperiment hat gezeigt, daß das Boxmodell atmosphärischen Kohlenstoff langsamer aufnimmt als andere Modelle. Dies ist vermutlich die Hauptursache für die vergleichsweise geringen Aufnahmeraten von anthropogenem CO_2 , die sich aus den hier durchgeführten Boxmodellexperimenten ergeben. Solange jedoch nicht eindeutig geklärt ist, ob die relativ langsame CO_2 -Aufnahme ein Modellartefakt darstellt, das durch die Boxgeometrie zustande kommt (fehlender dekadischer Modus; vergl. Tab. 6.1), sollten die hier ermittelten Raten als Minimumschätzungen betrachtet werden.

6.2 Störungen der “ ^{14}C -Uhr” während der Endphase der letzten Eiszeittermination

Beim Bestimmen konventioneller ^{14}C -Alter wird davon ausgegangen, daß die ^{14}C -Konzentration in der Atmosphäre ($\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$) zeitlich konstant ist; mathematisch entspricht dies dem Übergang von Gleichung (2.26) zu Gleichung (2.27). In diesem Abschnitt wird mit Hilfe des Boxmodells untersucht, wie sich zeitliche Variationen des atmosphärischen ^{14}C -Gehaltes, die durch Veränderungen der thermohalinen Zirkulation bzw. der ^{14}C -Produktionsrate ausgelöst werden, auf die ^{14}C -Datierung auswirken können.

Sei $N(t_m)$ die zum Zeitpunkt t_m gemessene ^{14}C -Menge in einem Kohlenstoffreservoir, das bis zum Zeitpunkt t_w im ^{14}C -Gleichgewicht mit der Atmosphäre stand, dann gilt gemäß dem radioaktiven Zerfallsgesetz:

$$N(t_m) = N(t_w) \exp[-\lambda(t_m - t_w)], \quad (6.3)$$

wobei $N(t_w)$ die ^{14}C -Menge in dem betrachteten Kohlenstoffreservoir zu Beginn des Zerfallsprozesses, d. h. beim Übergang vom offenen zum geschlossenen System ist, und λ die Zerfallskonstante für ^{14}C ($1/8267 \text{ a}^{-1}$) kennzeichnet. $N(t_w)$ ist damit ein Maß für das atmosphärische ^{14}C -Inventory zum Zeitpunkt t_w . (NB: Hier und im folgenden stellen mit t bezeichnete Zeiten physikalische Zeiten und keine geologischen Alter dar, wobei $t_m \geq t_w$ gilt). Die Differenz $(t_m - t_w)$ gibt also die “wahre” Zeit zwischen Zerfallsbeginn und Meßzeitpunkt an. Bei der ^{14}C -Datierung wird von einer konstanten ^{14}C -Menge in der Atmosphäre ausgegangen; somit erhält man:

$$N(t_m) = N_0 \exp[-\lambda_L(t_m - t_L)], \quad (6.4)$$

worin N_0 eine konstante, initiale ^{14}C -Menge ist, die das ^{14}C -Inventar der Atmosphäre widerspiegelt. Die Differenz $(t_m - t_L)$ ist die sogenannte Libby-Zeit, d. h. die "scheinbare" ^{14}C -Zeit, zwischen Zerfallsbeginn und Meßzeitpunkt, die auf einer Zerfallskonstanten $\lambda_L = 1/8033 \text{ a}^{-1}$ basiert. Durch Gleichsetzen von (6.3) und (6.4) und anschließendes Umgruppieren sowie unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die Differenz $(\lambda - \lambda_L)$ vernachlässigbar klein ist, ergibt sich:

$$t_L = \frac{1}{\lambda_L} \left[\lambda t_w + \ln \left(\frac{N(t_w)}{N_0} \right) \right]. \quad (6.5)$$

Durch partielles Differenzieren von Gleichung (6.5) erhält man die Geschwindigkeit, mit der die ^{14}C -Zeit t_L voranschreitet:

$$\frac{\partial t_L}{\partial t_w} = \frac{\lambda}{\lambda_L} + \frac{1}{\lambda_L} \frac{\partial N(t_w)/\partial t_w}{N(t_w)} \approx 0.97 + \frac{1}{\lambda_L} \frac{\partial N(t_w)/\partial t_w}{N(t_w)}. \quad (6.6)$$

d. h., daß die scheinbare ^{14}C -Zeit selbst dann etwas langsamer abläuft als die wahre Zeit ($\partial t_L/\partial t_w < 1$), wenn die ^{14}C -Menge in der Atmosphäre konstant ist ($\partial N(t_w)/\partial t_w = 0$; da $\lambda_L > \lambda$ ist, wird weniger ^{14}C -Zeit als wahre Zeit benötigt, um eine identische ^{14}C -Menge zerfallen zu lassen). Sobald eine Situation eintritt, in der das ^{14}C -Inventar in der Atmosphäre abnimmt ($\partial N(t_w)/\partial t_w < 0$), sinkt die Geschwindigkeit der ^{14}C -Uhr gegenüber dem tatsächlichen Zeitablauf weiter ab (das Umgekehrte gilt für eine Zunahme des atmosphärischen ^{14}C -Gehaltes). Die relative Geschwindigkeit der ^{14}C -Uhr kann folgendermaßen beschrieben werden:

$$V_{14} \equiv \left(\frac{\partial t_L}{\partial t_w} - 1 \right) \times 100\%. \quad (6.7)$$

(NB: V_{14} besitzt das umgekehrte Vorzeichen der ähnlichen Definition in Stocker und Wright, 1996).

Besonders interessant ist die Situation, in der die Abnahme der atmosphärischen ^{14}C -Menge mit einer Rate stattfindet, durch die $\partial t_L/\partial t_w \approx 0$ wird. In diesem Fall bleibt die " ^{14}C -Uhr" im Vergleich zur wahren Zeit stehen, und ein sogenanntes ^{14}C -Plateau entsteht (Becker et al., 1991; Lotter, 1991; Oeschger et al., 1980).

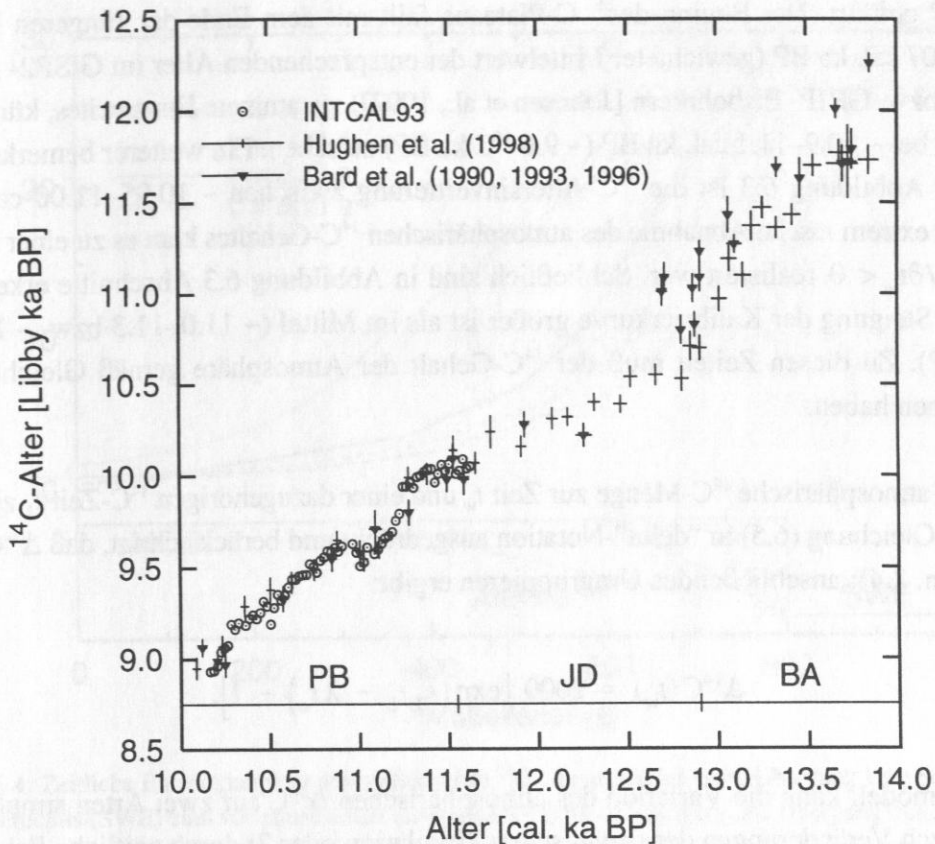


Abb. 6.3: Ausschnitt aus der ^{14}C -Kalibrierkurve, die auf Warvenzählungen mariner Sedimente (Hughen et al., 1998), Datierungen von Korallen (Bard et al., 1990, 1993, 1996) sowie dendrochronologischen Untersuchungen basiert (INTCAL93; Stuiver und Reimer, 1993 und Zitate darin). Die kalendarischen Alter des INTCAL93-Datensatzes wurden um 236 a erhöht, um einen Fehler in der Baumringchronologie (161 a) sowie einen Altersunterschied gegenüber dem GRIP-Eisborkern (75 a) zu kompensieren (Björck et al., 1996). Zur besseren Übersichtlichkeit wurden 1σ -Fehler nur für die Warven- und Korallenalter dargestellt. Die Abkürzungen bedeuten: PB Präboreal, JD Jüngere Dryas und BA Bølling-Allerød. Die Grenze zwischen BA und JD basiert auf der Chronologie des GISP2-Eisbohrkernes (Alley et al., 1993). Für das Alter des Endes der JD wurde der gewichtete Mittelwert der entsprechenden Alter der GRIP- bzw. GISP2-Eisbohrkernchronologie verwendet (Johnsen et al., 1992; Taylor et al., 1997).

In Abbildung 6.3 ist das konventionelle ^{14}C -Alter (entspricht $t_m - t_L$ mit $t_m = 1950$ a) gegen das kalendarische Alter (entspricht $t_m - t_w$) während der Endphase der letzten Eiszeitermination aufgetragen. Diese Kalibrierkurve zeigt eine durchschnittliche Steigung (~ 0.78), die deutlich kleiner als 0.97 ist und folglich nicht allein durch den Unterschied zwischen λ und λ_L erklärt werden kann. Stattdessen impliziert diese Steigung eine langfristige Abnahme der ^{14}C -Konzentration in der Atmosphäre über den dargestellten Zeitraum. Weiterhin zeigt die Kalibrierkurve in Abbildung 6.3 kurzfristige Fluktuationen der Steigung: So hat sich das ^{14}C -Alter im Zeitraum $\sim 11.3\text{--}11.7$ cal. ka BP fast nicht verändert und zu einem ^{14}C -Plateau mit einem Alter von ~ 10

^{14}C ka BP geführt. Der Beginn des ^{14}C -Plateaus fällt mit dem Ende der Jüngerer Dryas vor 11.56 ± 0.07 cal. ka BP (gewichteter Mittelwert der entsprechenden Alter im GISP2- [Taylor et al., 1997] bzw. GRIP- Eisbohrkern [Johnsen et al., 1992]) zusammen. Ein zweites, kürzeres ^{14}C -Plateau ist bei $\sim 10.9\text{--}11.1$ cal. ka BP (~ 9.6 ^{14}C ka BP) zu sehen. Ein weiterer bemerkenswerter Aspekt in Abbildung 6.3 ist die ^{14}C -Altersinvertierung zwischen $\sim 10.95\text{--}11.00$ cal. ka BP; durch eine extrem rasche Abnahme des atmosphärischen ^{14}C -Gehaltes kam es zu einer Situation, in der $\partial t_L / \partial t_w < 0$ realisiert war. Schließlich sind in Abbildung 6.3 Abschnitte erkennbar, in denen die Steigung der Kalibrierkurve größer ist als im Mittel ($\sim 11.0\text{--}11.3$ bzw. $\sim 12.6\text{--}12.8$ cal. ka BP). Zu diesen Zeiten muß der ^{14}C -Gehalt der Atmosphäre gemäß Gleichung (6.6) zugenommen haben.

Um die atmosphärische ^{14}C -Menge zur Zeit t_w und einer dazugehörigen ^{14}C -Zeit t_L zu bestimmen, wird Gleichung (6.5) in "delta"-Notation ausgedrückt und berücksichtigt, daß $\Delta^{14}\text{C}_0 = 0$ ‰ ist (Abschn. 2.4); anschließendes Umgruppieren ergibt:

$$\Delta^{14}\text{C}(t_w) = 1000 \left[\exp(\lambda_L t_L - \lambda t_w) - 1 \right]. \quad (6.8)$$

Im Boxmodell kann die Variation des atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ auf zwei Arten simuliert werden: 1) Durch Veränderungen der ozeanischen Zirkulation oder 2) durch zeitliche Schwankungen der ^{14}C -Produktion in der Atmosphäre. Zunächst soll mit dem ersten Szenario die Entstehung von ^{14}C -Plateaus näher untersucht werden. Dazu wird das Boxmodell vom SWE-Zustand, der sich durch eine positive atmosphärische $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalie von ~ 26 ‰ auszeichnet (vergl. Abschn. 5.3.2), in den vorindustriellen Zustand überführt²⁰. Der Übergangszeitraum τ wurde zwischen 10 und 500 a variiert; wobei $\tau = 10$ a praktisch einer Stufenfunktion entspricht ($\tau = 0$ a wurde aus numerischen Gründen nicht gewählt, da sich hierdurch eine unendliche Steigung in Gl. 4.11 ergeben würde). Die hundertjährigen Zeitskalen wurden verwendet, um das (möglicherweise) langsame Wiedereinsetzen der atlantischen thermohalinen Zirkulation nach einem Schmelzwasserereignis (Manabe und Stouffer, 1995) im Boxmodell implizit zu erfassen.

²⁰Die folgenden Ergebnisse ändern sich nur unwesentlich, wenn statt des SWE-Zustandes die LGM-Ergebnisse verwendet werden, da die atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalien sich zwischen diesen Experimenten um lediglich 0.3 ‰ unterscheiden (vergl. Tab. 5.11 und 5.13), obwohl die Zirkulation zwischen beiden Experimenten stark differiert (vergl. Abb. 5.31). Folglich ist die Stärke der thermohalinen Zirkulation im Boxmodell nicht allein für die Amplitude der simulierten $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie verantwortlich. Ungefähr 40 % der Anomalie lassen sich im Boxmodell über die Variationen der Gasaustauschgeschwindigkeiten erklären, die identisch zwischen LGM- und SWE-Experiment sind. Weitere ~ 30 % werden durch Veränderungen der Nährstoffaufnahme und damit verbundene Variationen in der Effektivität der biologischen Pumpe hervorgerufen; mit Ausnahme der nordatlantischen Box wurden die Nährstoffaufnahme zwischen LGM- und SWE-Experiment nicht modifiziert. Lediglich ~ 20 % der Anomalie lassen sich auf Veränderungen der thermohalinen Zirkulation zurückführen. Die verbleibenden ~ 10 % werden durch die modifizierten SST/SSS-Bedingungen bzw. Oberflächen-Diffusionskoeffizienten hervorgerufen.

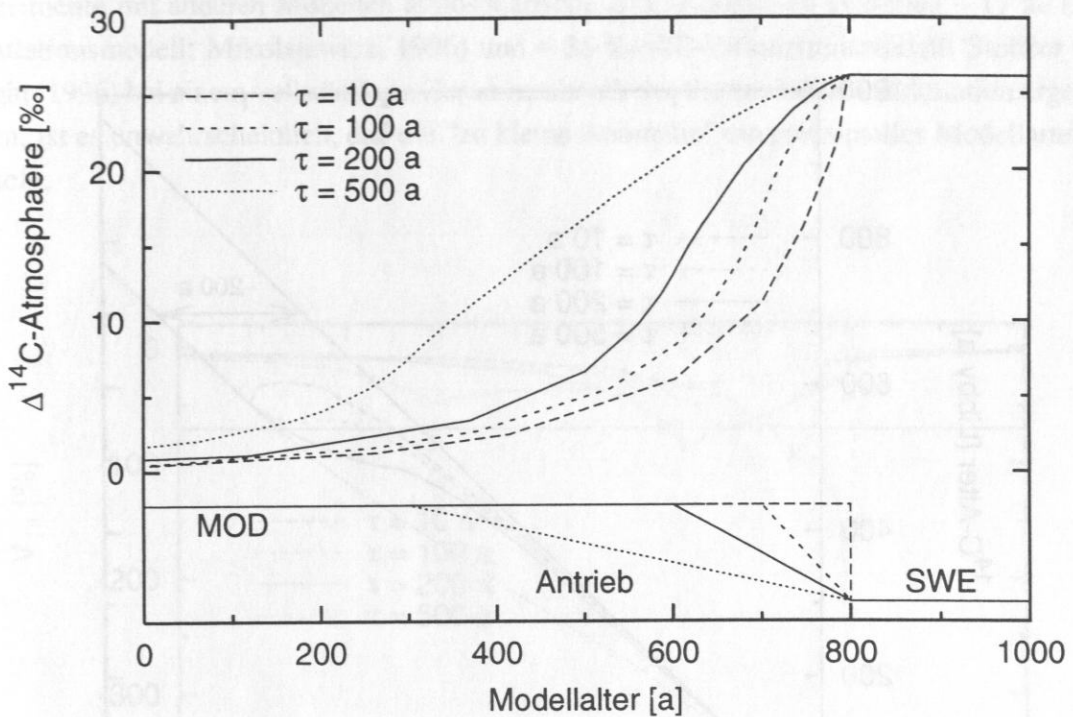


Abb. 6.4: Zeitliche Entwicklung der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration beim Übergang vom Schmelzwasserereignis (SWE) zum vorindustriellen Zustand (MOD) für unterschiedliche Übergangszeiten τ . Im unteren Teil der Abbildung ist der zeitliche Antrieb des Boxmodells schematisch dargestellt. (NB: Darstellung erfolgt auf einer Altersskala, d. h. der Zeitpfeil verläuft von rechts nach links.)

Abbildung 6.4 zeigt die zeitliche $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Entwicklung in Abhängigkeit von τ . Aus der resultierenden Kurve für $\tau = 10$ a läßt sich die charakteristische Zeitkonstante abschätzen, auf der Veränderungen der ozeanischen Zirkulation (sowie des Gasaustausches, der unterschiedlich zwischen SWE- und Kontrollexperiment ist) eine ^{14}C -Anomalie in der Atmosphäre abbauen können; diese Zeitskala beträgt ~ 130 a. Löst man Gleichung (6.8) nach t_L auf, dann lassen sich aus den modellierten $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Werten die der Modellzeit entsprechenden ^{14}C -Zeiten bestimmen. Trägt man das Modellalter gegen die modellierten ^{14}C -Alter der Atmosphäre auf (Abb. 6.5), dann läßt sich für die Übergangszeit von 100 bzw. 200 a ein markantes ^{14}C -Plateau erkennen, das jedoch etwas kürzer ist, als die maximal mögliche Plateaulänge von ~ 200 a, die sich aus der $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie von ~ 26 ‰ ergibt. Dies liegt daran, daß der $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Wert sich asymptotisch dem vorindustriellen Wert nähert, wodurch sich die Kurven in Abbildung 6.5 ebenfalls asymptotisch der 0.97:1 Geraden annähern. Für den Fall $\tau = 10$ a erfolgt die anfängliche $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Abnahme schnell genug, um eine ^{14}C -Altersinvertierung im Modell zu erzeugen. Das Bestimmen der Plateaulänge anhand der Modellergebnisse ist relativ willkürlich; Stocker und Wright (1996) haben als Maß die Zeitdauer benutzt, in der die relative Geschwindigkeit der ^{14}C -Uhr unter ~ 70 ‰ fällt. Gemäß diesem Kriterium resultiert für $\tau = 100$ a eine Plateaulänge von ~ 110 a und für $\tau = 200$ a von lediglich ~ 50 a (Abb. 6.6).

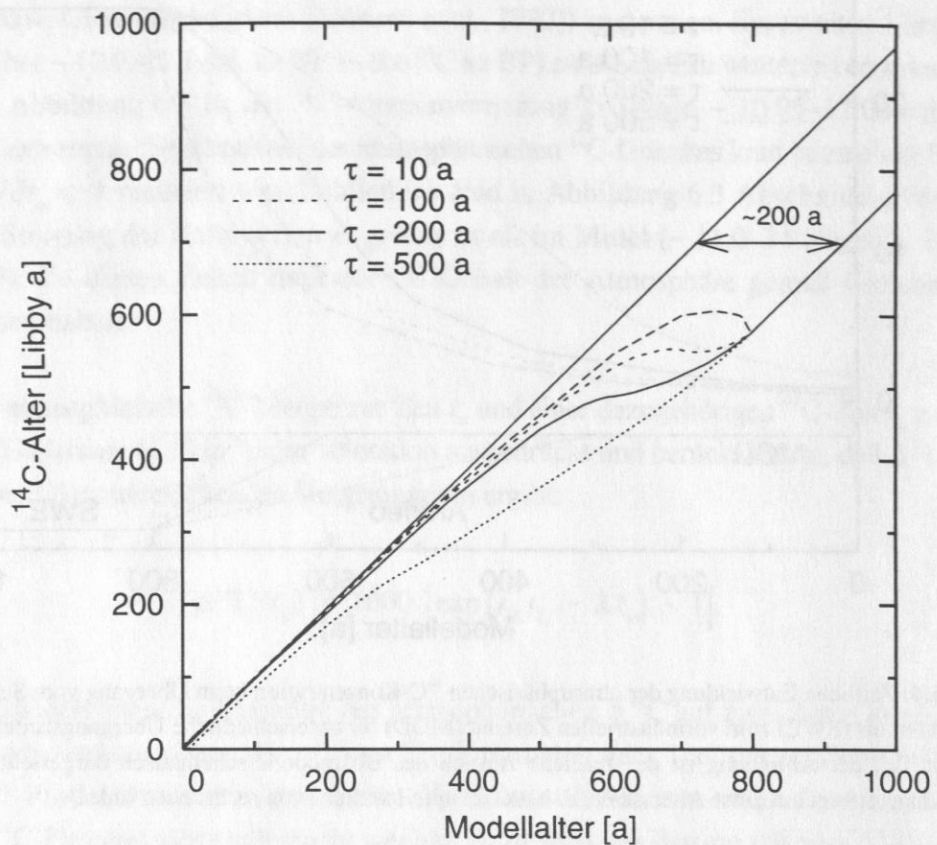


Abb. 6.5: Modellierte ^{14}C -Plateaus, die sich aus den atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalien in Abbildung 6.4 ergeben. Der ~ 200 a große Versatz zwischen der 0.97:1 Linie und den Kurven für Modellalter > 800 a gibt die maximal mögliche Plateaulänge an. Für Übergangszeiten (τ) von 100 bzw. 200 a ergeben sich Plateaus, während für $\tau = 10$ a eine ^{14}C -Altersinvertierung entsteht. Mit $\tau = 500$ a erfolgt die Abnahme der ^{14}C -Anomalie so langsam, daß kein ^{14}C -Plateau entsteht. (NB: Darstellung erfolgt auf einer Altersskala.)

In Abbildung 6.7 ist die aus den Daten in Abbildung 6.3 resultierende atmosphärische ^{14}C -Konzentration als Funktion der Zeit dargestellt. Am Übergang vom Bølling-Allerød zur Jüngeren Dryas steigen die $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Werte innerhalb von ~ 250 a um ~ 50 ‰ an, um anschließend, im Verlauf der Jüngeren Dryas, um ~ 100 ‰ zu sinken. Im frühen Präboreal steigen die $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Werte noch einmal kurzfristig innerhalb von ~ 150 a um ~ 25 ‰ an. Björck et al. (1996) bzw. Broecker (1997) postulieren, daß diese $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Variationen ausschließlich durch Veränderungen der ozeanischen Zirkulation hervorgerufen worden sind. Es ist jedoch fraglich, ob entsprechend große $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalien ($O(100$ ‰)) überhaupt durch Variationen der ozeanischen Zirkulation (und damit verbundenen Änderungen des Gasaustausches) hervorgerufen werden können. Die $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalien im LGM- bzw. SWE-Experiment (~ 26 ‰) sind viel zu klein, um die $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Abnahme während der Jüngeren Dryas (Abb. 6.7) zu erklären. Da entsprechende

Experimente mit anderen Modellen atmosphärische $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalien zwischen $\sim 17\text{‰}$ (3D-Zirkulationsmodell; Mikolajewicz, 1996) und $\sim 36\text{‰}$ (2D-Zirkulationsmodell; Stocker und Wright, 1996) bei einem vollständigen Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation ergeben haben, ist es unwahrscheinlich, daß die “zu kleine Anomalie” ein prinzipielles Modellartefakt darstellt.

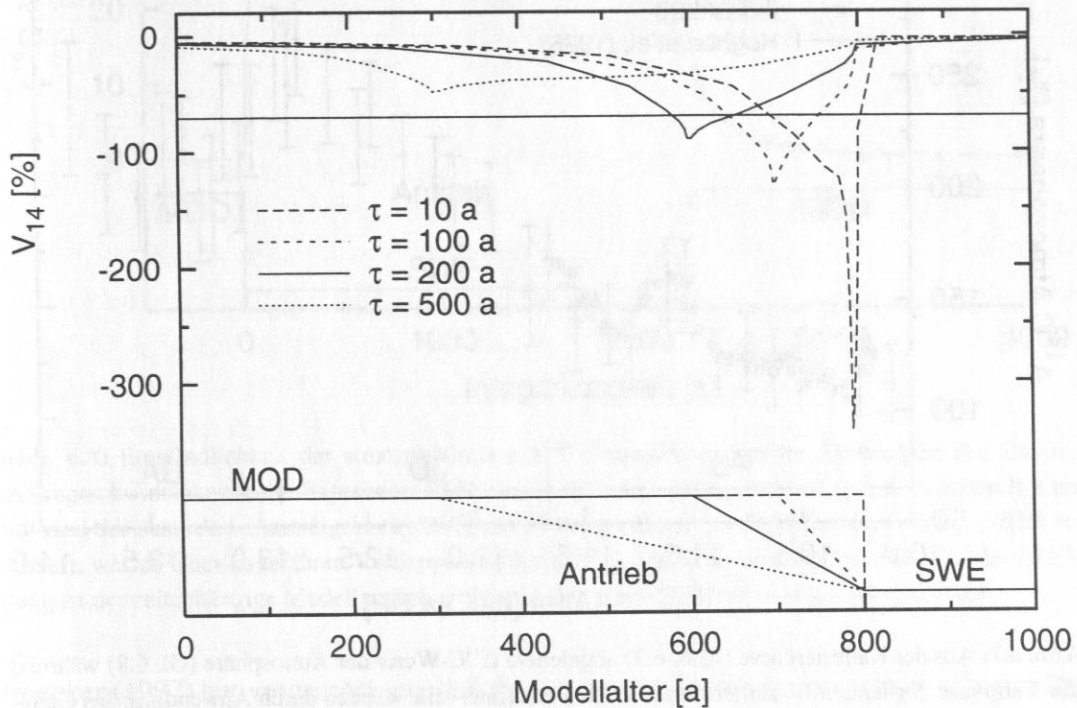


Abb. 6.6: Relative Geschwindigkeiten der ^{14}C -Uhr (V_{14} ; Gl. 6.7), die sich aus den atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalien in Abbildung 6.4 ergeben. Um die Ergebnisse mit den Daten in Stocker und Wright (1996) vergleichen zu können, wurde das Intervall, in dem $V_{14} < -70\text{‰}$ (horizontale Linie) ist, als Maß für die Plateaulänge verwendet. Im unteren Teil der Abbildung ist der zeitliche Antrieb des Boxmodells schematisch dargestellt. (NB: Darstellung erfolgt auf einer Altersskala.)

Andererseits wäre es möglich, daß wichtige Prozesse, die den Gasaustausch steuern, in den Modellen nur unzulänglich repräsentiert sind. Hierzu gehört insbesondere die Meereisbedeckung, die im Boxmodell nur implizit über die Gasaustauschgeschwindigkeiten parametrisiert ist. Um die Sensitivität atmosphärischer ^{14}C -Anomalien gegenüber diesem Parameter zu testen, wurden die Gasaustauschgeschwindigkeiten des SWE-Experimentes in hohen Breiten (Boxen 1, 3 und 4) jeweils halbiert. Anschließend wurde das Boxmodell vom Kontrollzustand innerhalb von $\tau = 10\text{ a}$ in diesen modifizierten SWE-Zustand überführt. Nach 2000 a Integration mit den SWE-Randbedingungen wurde das Boxmodell schließlich wieder in den vorindustriellen Zustand geführt ($\tau = 300\text{ a}$; diese Übergangszeitdauer wurde gewählt, um ein möglichst langes und

“flaches” ^{14}C -Plateau zu erzeugen. Berücksichtigt man die Ergebnisse von Manabe und Stouffer, 1995 bezüglich des Wiedereinsetzens der thermohalinen Zirkulation, dann erscheint eine noch längere Übergangszeit unrealistisch).

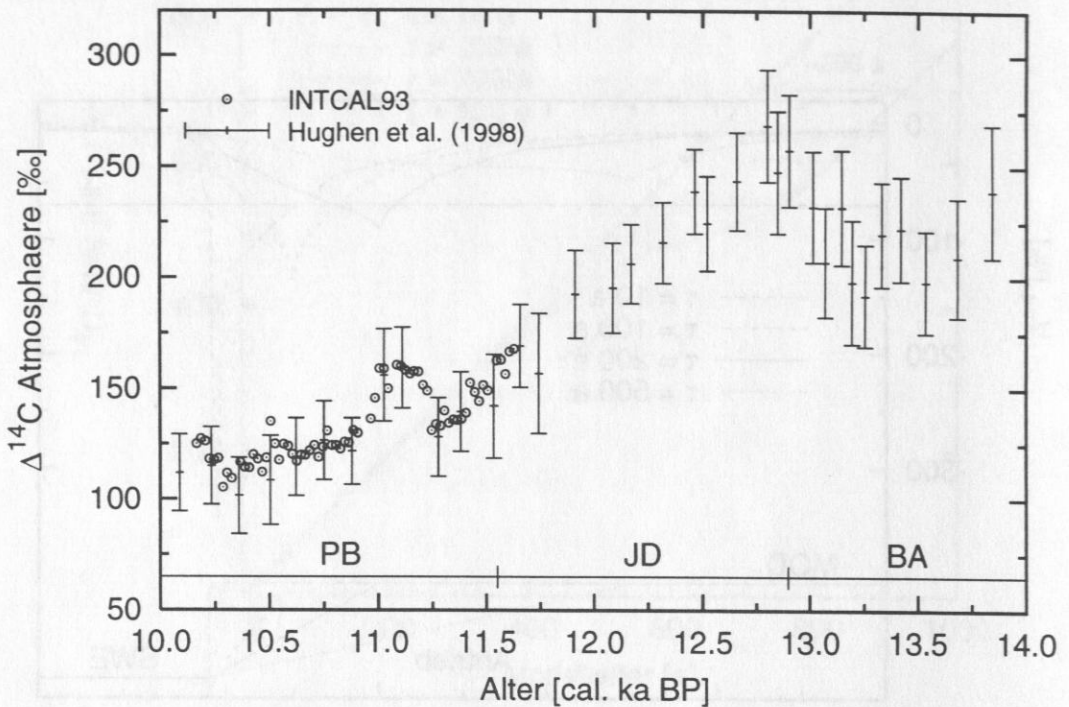


Abb. 6.7: Aus der Kalibrierkurve (Abb. 6.3) abgeleitete $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Atmosphäre (Gl. 6.8) während der Endphase der letzten Eiszeittermination. 2σ -Fehlerintervalle wurden durch Anwendung des Gaußschen Fehlerfortpflanzungsgesetzes (z. B. Gränicer, 1994, S. 3–18) auf Gleichung (6.8) ermittelt. Zur besseren Übersichtlichkeit sind Fehlerbalken nur für die marinen Warvendaten (Hughen et al., 1998) gezeigt. Abkürzungen wie in Abbildung 6.3.

Aus Abbildung 6.8 ist zu entnehmen, daß der reduzierte Gasaustausch in hohen Breiten ungefähr zu einer Verdoppelung der atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalie geführt hat. Die Länge des ^{14}C -Plateaus beim Übergang vom modifizierten SWE- zum Kontrollzustand beträgt ~ 290 a (Intervall, in dem $V_{14} < -70\%$ ist; nicht dargestellt). Dieser Modellbefund deckt sich prinzipiell mit den Ergebnissen von Stocker und Wright (1996), in deren Modell sich bei einer vollständigen Meereisbedeckung südlich von 47.5°S und nördlich von 55°N im Atlantik eine $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie von $\sim 59\%$ und ebenfalls eine Plateaulänge von 290 a ergibt. Die Ursache, daß unterschiedlich große $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalien zu einer identischen Plateaulänge führen, hängt mit der unterschiedlichen Abbaurate der Anomalie im Modell von Stocker und Wright (1996) bzw. im hier benutzten Modell zusammen. Selbst bei einer extremen Zunahme der Meereisbedeckung läßt sich die aus den Daten abgeleitete ^{14}C -Anomalie in der Größenordnung von 100% (Abb. 6.7) also nicht simulieren.

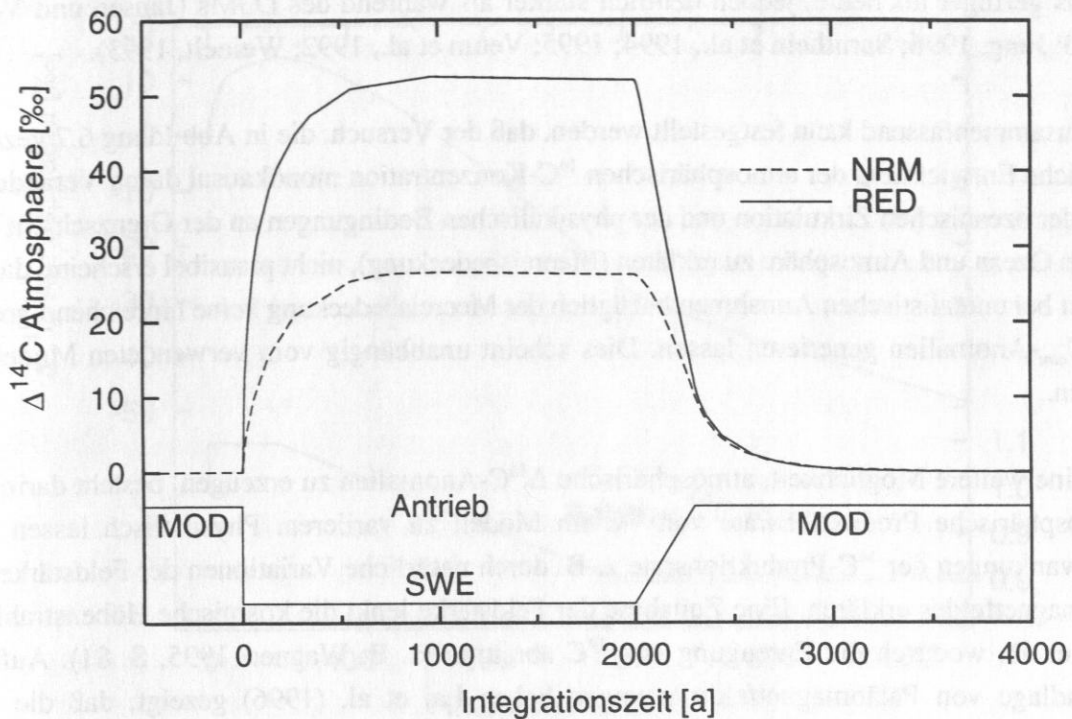


Abb. 6.8: Empfindlichkeit der atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalie gegenüber Änderungen der Gasaustauschgeschwindigkeiten. Im Experiment RED wurden die Austauschgeschwindigkeiten in hohen Breiten während des Schmelzwasserereignisses (SWE) um 50 % gegenüber den SWE-Standardwerten (NRM) reduziert, was zu einer ungefähren Verdoppelung der $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie führt. Im unteren Teil der Abbildung ist der zeitabhängige Modellantrieb schematisch dargestellt (MOD = Kontrollexperiment).

Broecker (1997) hat vorgeschlagen, daß die atlantische thermohaline Zirkulation am Beginn der Jüngeren Dryas zusammengebrochen ist und damit den raschen $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anstieg um ~ 50 ‰ verursacht hat. Danach soll sich eine neuer — nicht näher beschriebener — Zirkulationsmodus eingestellt haben, durch den innerhalb von ~ 1500 a zunächst diese $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie abgebaut wurde und anschließend eine weitere $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Reduktion um ~ 50 ‰ resultierte. Wie bereits erwähnt, reagiert die atmosphärische ^{14}C -Konzentration im Boxmodell mit einer charakteristischen Zeitkonstante von ~ 130 a auf Veränderungen der ozeanischen Zirkulation (vergl. Abb. 6.4 für $\tau = 10$ a). Unter der Annahme, daß dies eine realistische Größenordnung darstellt, würde das von Broecker (1997) vorgeschlagene Szenario eine Veränderung der thermohalinen Zirkulation mit einer charakteristischen Zeitkonstante $O(1000 \text{ a})$ erfordern. Auf der Basis von Experimenten mit diversen Ozeanmodellen (Manabe und Stouffer, 1995, 1997; Schiller et al., 1997; Tziperman, 1997) scheint dies jedoch um mindestens eine Größenordnung zu groß zu sein.

Weiterhin steht der geforderte Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation im Atlantik am Beginn der Jüngeren Dryas im Widerspruch zu paläozeanographischen Befunden, die einen hydrographischen Zustand nahelegen, der der heutigen Situation mit einer ausgeprägten Tiefenwasserbildung im Nordatlantik ähnlich war; die Tiefenwasserbildungsrate war zwar vermutlich

etwas geringer als heute, jedoch deutlich stärker als während des LGMs (Jansen und Veum, 1990; Jung, 1996; Sarnthein et al., 1994; 1995; Veum et al., 1992; Weinelt, 1993).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß der Versuch, die in Abbildung 6.7 gezeigte zeitliche Entwicklung der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration monokausal durch Veränderungen der ozeanischen Zirkulation und der physikalischen Bedingungen an der Grenzschicht zwischen Ozean und Atmosphäre zu erklären (Meereisbedeckung), nicht plausibel erscheint, da sich selbst bei unrealistischen Annahmen bezüglich der Meereisbedeckung keine hinreichend großen $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalien generieren lassen. Dies scheint unabhängig vom verwendeten Modell zu gelten.

Eine weitere Möglichkeit, atmosphärische $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalien zu erzeugen, besteht darin, die atmosphärische Produktionsrate von ^{14}C im Modell zu variieren. Physikalisch lassen sich Schwankungen der ^{14}C -Produktionsrate z. B. durch natürliche Variationen der Feldstärke des Erdmagnetfeldes erklären. Eine Zunahme der Feldstärke lenkt die kosmische Höhenstrahlung stärker ab, wodurch die Erzeugung von ^{14}C abnimmt (z. B. Wagner, 1995, S. 81). Auf der Grundlage von Paläomagnetfeldmessungen haben Laj et al. (1996) gezeigt, daß die ^{14}C -Produktionsrate während der letzten 80 ka das 0.8–2.0fache der heutigen Rate betragen hat; im Zeitintervall 10.0–14.0 cal. ka BP²¹ betrug die ^{14}C -Produktionsrate danach das 0.9–1.0fache (± 0.1 ; 1σ -Intervall) des heutigen Wertes. Im folgenden Experiment soll mit dem Boxmodell untersucht werden, ob diese relativ geringfügige Änderung der ^{14}C -Produktionsrate gegen Ende der Eiszeitermination hinreichend ist, um die Entstehung der atmosphärischen ^{14}C -Anomalien zu erklären. Innerhalb der Fehlergrenzen wären Schwankungen der relativen ^{14}C -Produktionsrate zwischen 0.8 und 1.1 in diesem Zeitintervall möglich.

Um den Effekt einer entsprechenden Variation der Produktionsrate auf die atmosphärische ^{14}C -Konzentration zu quantifizieren, wurde die ^{14}C -Produktionsrate (Φ_{14} in Gl. 4.5) für 200 a auf das 1.1fache des Standardwertes (Tab. 5.1) erhöht und anschließend innerhalb von 1000 a linear auf das 0.8fache dieses Wertes reduziert (Abb. 6.9). Als Grundlage für dieses Sensitivitätsexperiment dient der Gleichgewichtszustand des Kontrolllaufes. Die vorgegebene Variation der ^{14}C -Produktionsrate führt zunächst zu einem $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anstieg um $\sim 15\%$ und anschließend zu einer Abnahme auf -40% bei einer Integrationszeit von 1700 a (Abb. 6.9). Die Gesamtamplitude der $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie beträgt also $\sim 55\%$ und ist somit kleiner als die anhand von Daten belegte Anomalie (vergl. Abb. 6.7). Daher scheidet dieses ^{14}C -Produktionsszenario als alleinige Ursache für die zeitliche Entwicklung der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration während der Jüngeren Dryas ebenfalls aus.

²¹Die von Laj et al. (1996) aufgestellte Chronologie basiert auf einem Alter von 17 ka BP für das Sauerstoffisotopenstadium 2.2 (Lehman et al., 1996; Laj, pers. Mittlg.). Um ein kalendarisches Alter von 21 cal. ka BP für dieses Isotopenstadium zu erhalten (Bard et al., 1990), wurden alle Alter < 17 ka BP mit einem Faktor 21/17 multipliziert.

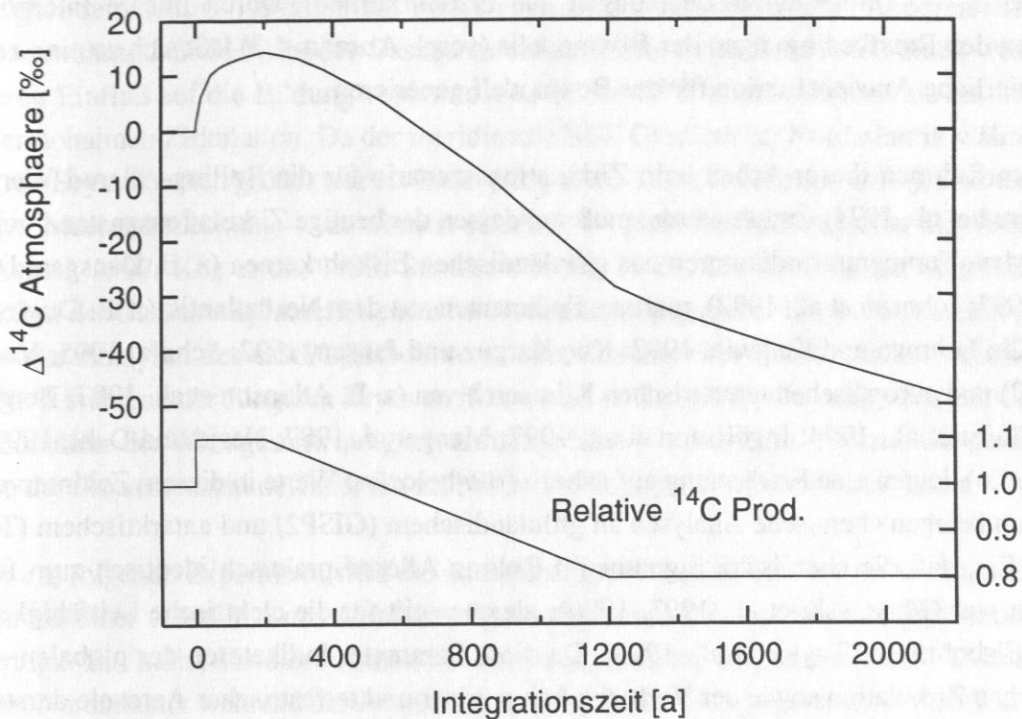


Abb. 6.9: Zeitliche Entwicklung der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration (oben) bei einer zeitlichen Änderung der relativen ^{14}C -Produktionsrate (unten).

Als weiterer möglicher Auslöser für $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalien kommt auch eine Veränderung der terrestrischen Biomasse in Betracht. Modellexperimente von Siegenthaler et al. (1980) haben ergeben, daß bei einem Anwachsen der terrestrischen Biomasse von 50 auf 100 % der heutigen Masse innerhalb von 500 a eine positive $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalie von 14 ‰ entstehen kann. Paläopedologische Daten aus Nordamerika zeigen einen Anstieg der Bodenbildungsrate über die gesamte Jüngere Dryas an (Harden et al., 1992). Folglich sollte die terrestrische Biomasse ebenfalls zugenommen haben. Unter der Annahme, daß sich dieser Befund auch auf Europa und Sibirien übertragen läßt — Gebiete also, die während der Jüngeren Dryas schon weitgehend eisfrei waren (Peltier, 1994) — würde dies zu einer Zunahme der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration geführt und somit einer $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Abnahme entgegengewirkt haben.

Da sich im Boxmodell sowohl mit dem Zirkulations- als auch mit dem ^{14}C -Produktionsszenario $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalien von 25 bzw. 55 ‰ simulieren lassen, erscheint es plausibel, daß eine Kombination dieser beiden Szenarien für die Entstehung der $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Variationen zwischen 10.0–14.0 cal. ka BP verantwortlich gewesen ist. Um dies mit dem Boxmodell zu überprüfen, wurde folgendermaßen vorgegangen: Zunächst muß eine zeitabhängige Antriebsfunktion für das Boxmodell erstellt werden; dazu werden die drei (quasi)-Gleichgewichtszustände (Abschn. 5) zeitlich miteinander verknüpft. Dies geschieht auf der Grundlage paläozeanographischer Daten — im wesentlichen benthische $\delta^{13}\text{C}$ -Zeitreihen — sowie weiterer paläoklimatologischer

Befunde (z. B. Temperaturabschätzungen aus Eisbohrkernen). Durch lineare Interpolation zwischen den Randbedingungen des Boxmodells (vergl. Abschn. 4.3) läßt sich so eine zeitlich kontinuierliche Antriebsfunktion für das Boxmodell generieren.

Da im Rahmen dieser Arbeit kein Zirkulationsszenario für die Bølling-Allerød-Warmzeit (Mangerud et al., 1974) erstellt wurde, muß stattdessen der heutige Zirkulationszustand verwendet werden. Temperaturindikatoren aus grönländischen Eisbohrkernen (z. B. Dansgaard et al., 1989, 1993; Johnsen et al., 1992), marinen Sedimenten aus dem Nordatlantik (z. B. Duplessy et al., 1992b; Lehman und Keigwin, 1992; Koç Karpuz und Jansen, 1992; Schulz, 1995; Veum et al., 1992) und europäischen terrestrischen Klimaarchiven (z. B. Atkinson et al., 1987; Berglund, 1979; Guiot et al., 1994; Ingólfsson et al., 1997; Mangerud, 1987; Nesje und Dahl, 1993 und Zitate darin) deuten eine Erwärmung auf nahezu früh-holozäne Werte in diesem Zeitintervall an. Weiterhin belegen chemische Analysen an grönländischem (GISP2) und antarktischem (Taylor Dome) Eis, daß die chemische Signatur im Bølling-Allerød praktisch identisch zum frühen Holozän war (Mayewski et al., 1993, 1996); gleiches gilt für die elektrische Leitfähigkeit im GISP2-Eisbohrkern (Taylor et al., 1993). Da diese Parameter Indikatoren der globalen atmosphärischen Zirkulation sowie der Verfügbarkeit mariner und terrestrischer Aerosole darstellen, kann angenommen werden, daß das globale Klima im Bølling-Allerød dem frühen Holozän ähnlich war, wobei allerdings keine Erwärmung auf interglaziale Temperaturen erreicht wurde (Grootes, 1995).

Andererseits belegen Daten aus Eisbohrkernen, daß das Klimageschehen im Bølling-Allerød variabler war als im Holozän und mindestens drei kurze (< 100 a) Kälteeinbrüche in dieses Intervall fallen (Alley et al., 1993; Grootes, 1995; Taylor et al., 1993). Daß die generelle Klimaverbesserung nicht nur auf den Nordatlantik und die umgebenden Kontinente beschränkt war, läßt sich z. B. auch daran ablesen, daß die atmosphärische Methankonzentration (Maß für die Ausdehnung tropischer Sümpfe) fast spätholozäne Werte aufwies (Chapellaz et al., 1993), die Oberflächentemperaturen im Indischen Ozean sich interglazialen Werten näherten (Bard et al., 1997) und die Produktivität im westlichen äquatorialen Atlantik holozäne Werte erreichte (Hughen et al., 1996). Hochauflösende benthische $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus dem Ostatlantik zeigen einen markanten Anstieg am Beginn des Bøllings, der als Beginn der postglazialen NADW-Bildung interpretiert wird (Sarthein et al., 1994). Im östlichen Nordpazifik verschlechtert sich die Zwischenwasserventilation auf holozäne Werte (Kennett und Ingram, 1995). Insgesamt betrachtet stellt das Kontrollexperiment somit vermutlich eine realistische Approximation der ozeanischen Zirkulation in der Bølling-Allerød-Warmzeit dar, so daß dieses Modellszenario als Analog für dieses Zeitintervall benutzt werden kann.

Da außerdem kein Zirkulationsszenario für die Jüngere Dryas erstellt wurde, muß der LGM-Zustand für diese Zeitscheibe verwendet werden. Dies widerspricht zwar den oben genannten paläozeanographischen Befunden, wonach die thermohaline Zirkulation während der Jüngeren

Dryas eher dem heutigen Zirkulationsmodus glich als dem LGM-Zustand. Andererseits wurde bereits erwähnt, daß die Wahl der Gasaustauschkoeffizienten im Boxmodell einen wesentlich stärkeren Einfluß auf die Bildung von atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalien hat als die Intensität der thermohalinen Zirkulation. Da der meridionale SST-Gradient im Nordatlantik während der Jüngeren Dryas deutlich größer war als heute (Koç et al., 1996; Ruddiman 1987), erscheint eine stärkere Meereisbedeckung — zumindest saisonal — plausibel (de Vernal et al., 1996; Hald and Aspeli, 1997; Koç et al., 1993; Sarnthein et al., 1995). Dieser Umstand begründet eine Reduktion der Gasaustauschkoeffizienten im Nordatlantik gegenüber heute. Andererseits zeigen chemische Analysen des GSIP2-Eisbohrkerns eine Zunahme der Flüsse mariner Aerosole um 50–100 % während der Jüngeren Dryas an (Mayewski et al., 1993), die zumindest teilweise auf eine Zunahme der Windgeschwindigkeit zurückgeführt werden kann. Hieraus würde eine Zunahme der Gasaustauschkoeffizienten im Nordatlantik gegenüber heute resultieren.

Für das folgende Experiment wird die Annahme gemacht, daß die Gesamtheit aller Einflußgrößen zu einer Abnahme des Gasaustauschkoeffizienten im Nordatlantik gegenüber heute geführt hat. Ein Indiz, das diese Annahme untermauert, bildet die Zunahme der ¹⁴C-Reservoiralter im Nordatlantik während der Jüngeren Dryas um 300 ± 50 a gegenüber heute (Bard et al., 1994). Der verstärkte Eintrag von windverfrachteten Pollen in den östlichen Atlantik (z. B. Lézine und Denèfle, 1997) bzw. das windinduzierte Aufsteigen der Nutrikline im äquatorialen Atlantik (Molfini und McIntyre, 1990) während der Jüngeren Dryas rechtfertigen die Beibehaltung des erhöhten LGM-Gasaustauschkoeffizienten in der Oberflächenbox des Zentral-/Südatlantiks während der Jüngeren Dryas. Im Indo-Pazifik wurde für das LGM-Experiment der gleiche Gasaustauschkoeffizient verwendet wie im Kontrolllauf. Für den Südozean bzw. die angrenzenden Kontinente weisen verschiedene Klimaindikatoren auf eine — zumindest leichte — Abkühlung während der Jüngeren Dryas hin (Clapperton et al., 1997; Denton und Hendy, 1994; Goede et al., 1996; Jouzel et al., 1995; Labracherie et al., 1989; Lowell et al., 1995), so daß eine dem LGM ähnliche Meereisbedeckung nicht ausgeschlossen werden kann. Folglich wurden die Gasaustauschkoeffizienten für den Südozean des LGM-Experimentes auch für die Jüngere Dryas verwendet.

Ausgehend vom Gleichgewichtszustand des Kontrollexperimentes wird das Boxmodell bei einem Alter von 12.8 cal. ka BP innerhalb von 10 a in das LGM-Szenario gebracht; in diesem Zustand bleibt das Modell bis 11.56 cal. ka BP (Abb. 6.10). Anschließend wird das Boxmodell innerhalb von 50 a in den heutigen Zustand überführt. Hierdurch wird die rasche Klimaverbesserung am Ende der Jüngeren Dryas, die auf der Grundlage von Eisbohrkernbefunden in ≤ 50 a stattfand (Alley et al., 1993; Dansgaard et al., 1989; Johnsen et al., 1992; Taylor et al., 1997), im Modell repräsentiert. Andererseits wird hierdurch berücksichtigt, daß das Wiederaufheizen der thermohalinen Zirkulation langsamer geschieht als das Herunterfahren (Manabe und Stouffer, 1995; Mikolajewicz, 1996). Nach weiteren 200 a wird das Modell innerhalb von 10 a in den Schmelzwasserzustand überführt. Diese kurze Übergangsdauer reflektiert den Zusammenbruch

der thermohalinen Zirkulation im Atlantik auf einer dekadischen Zeitskala nach dem Beginn eines Schmelzwasserereignisses (Rahmstorf et al., 1996).

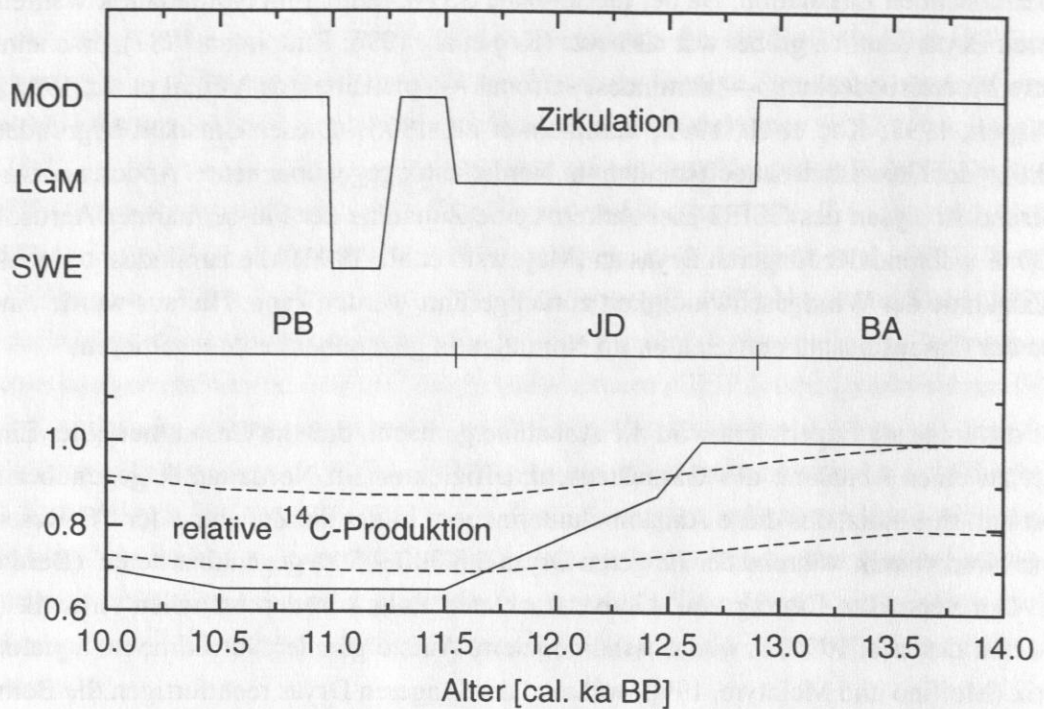


Abb. 6.10: Zeitabhängiger Antrieb des Boxmodells, der die Endphase der letzten Eiszeitertermination repräsentiert (BA Bølling-Allerød, JD Jüngere Dryas und PB Präboreal). Die obere Kurve zeigt schematisch die Intensität der thermohalinen Zirkulation als Funktion der Zeit (MOD Kontrollexperiment, LGM letztes glaziales Maximum und SWE Schmelzwasserereignis). Der zeitliche Verlauf der relativen ^{14}C -Produktion im Vergleich zum Kontrollexperiment ist im unteren Teil der Abbildung dargestellt. Die gestrichelten Linien markieren das 1σ -Konfidenzintervall der Abschätzung der relativen ^{14}C -Produktionsrate von Laj et al. (1996). Diese Kurven wurden um -0.11 entlang der Ordinate verschoben; hierdurch ergibt sich im BA der gleiche Wert wie im Modell. Außerdem wurde die im Text beschriebene Korrektur des von Laj et al. (1996) benutzten Altersmodells vorgenommen.

Durch diese zeitliche Entwicklung wird der von Sarnthein et al. (1992, 1994) beschriebene kurze Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation im Anschluß an die Jüngere Dryas im Boxmodell wiedergegeben. Da dieses Ereignis nur in hochauflösenden Sedimentkernen erkennbar ist, betrug dessen Länge vermutlich nur wenige 100 a (Sarnthein et al., 1994) — im Modellexperiment wurden 300 a angenommen. Da die benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in einigen hochauflösenden Sedimentkernen im Ostatlantik in dieser Zeit fast genauso niedrig waren wie während des 13,5 ^{14}C ka BP Schmelzwasserereignisses, kann der Schmelzwasserzustand des Boxmodells — der auf der Rekonstruktion der 13,5 ^{14}C ka BP Zeitscheibe basiert — auch hierfür verwendet werden. Es ist wahrscheinlich, daß dieser kurze Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation mit einer kurzfristigen negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalie vor ~ 11.2 cal. ka BP korreliert, die in mehre-

ren grönländischen Eisbohrkernen beobachtet wurde (Johnsen et al., 1992 und Zitate darin). Bard et al. (1996) korrelieren diese $\delta^{18}\text{O}$ -Anomalie mit dem Schmelzwasserpuls 1B (Fairbanks et al., 1989), so daß folgende Kausalkette wahrscheinlich ist: Klimaerwärmung am Ende der Jüngerer Dryas \rightarrow Schmelzwassereintrag in den Nordatlantik²² \rightarrow Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation \rightarrow Abkühlung des Nordatlantiks und der umgebenden Kontinente. Hinweise auf diese kurzfristige klimatische Abkühlung während des frühen Präboreals wurden nicht nur in Eisbohrkernen gefunden, sondern auch in marinen Sedimenten aus der südöstlichen Norwegensee (Koç Karpuz und Jansen, 1992; Lehman und Keigwin, 1992; Schulz, 1995) und terrestrischen/lakustrinen Klimaarchiven aus Skandinavien, Island und Grönland (Björck et al., 1996, 1997).

Schließlich wird das Modell über einen Übergangszeitraum von 20 a in den vorindustriellen Zustand gebracht. Parallel zu den Änderungen der Modellzirkulation wurde die ^{14}C -Produktion variiert (Abb. 6.10): Bis 12.65 cal. ka BP ist die Produktionsrate genauso hoch wie heute; danach fällt die Rate innerhalb von 1150 a auf $\sim 65\%$ des Wertes im Kontrollexperiment ab. Ab 10.5 cal. ka BP steigt die Rate langsam wieder an und beträgt bei 10.0 cal. ka BP $\sim 70\%$ des heutigen Wertes.

Die aus diesem Antrieb resultierende atmosphärische ^{14}C -Konzentration ist in Abbildung 6.11 dargestellt. Insgesamt ergibt sich eine relativ gute Wiedergabe der anhand von Daten ermittelten zeitlichen $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Entwicklung durch das Boxmodell. Die Abnahme der ^{14}C -Produktion im Verlauf der Jüngerer Dryas ist für die langfristige Abnahme der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration im Modell zwischen ~ 11.5 – 12.5 cal. ka BP verantwortlich. Da die charakteristische Zeitskala, auf der die atmosphärische ^{14}C -Konzentration auf Veränderungen der ^{14}C -Produktionsrate reagiert, im Boxmodell ~ 7000 a beträgt (durch zusätzliches Sensitivitätsexperiment ermittelt; vergl. Siegenthaler et al., 1980), führt der Übergang zu einer konstanten ^{14}C -Produktionsrate bei 11.5 cal. ka BP erst allmählich zu einer Reduktion der $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Abnahmerate.

Dieser langfristige $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Trend wird durch kurzfristige Fluktuationen moduliert, die im Modell durch die Übergänge zwischen den unterschiedlichen Zirkulationszuständen erzeugt werden: 1) Am Beginn der Jüngerer Dryas bewirkt der Übergang zum LGM-Szenario einen $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anstieg um $\sim 20\%$. Eine weitere Zunahme auf die zu erwartenden 26% des LGM-Experimentes wird durch das Einsetzen der ^{14}C -Produktionsabnahme verhindert. Dieser Anstieg der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration ist jedoch ausreichend, um den markanten “Knick” in der ^{14}C -Kalibrierkurve (Abb. 6.12) am Anfang der Jüngerer Dryas zu generieren. 2) Am Ende der Jüngerer Dryas bewirkt der Übergang zum heutigen Zirkulationszustand eine verstärkte ozeanische ^{14}C -Aufnahme und dadurch eine kurzfristige Abnahme der $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Werte, die stärker

²²Als lokale Schmelzwasserquelle kommt u.a. der baltische Eisstausee in Frage, der in diesem Zeitintervall in die südöstliche Norwegensee entwässerte (Bodén et al., 1997).

ist als der langfristige Trend; hierdurch entsteht das ^{14}C -Plateau bei ~ 10 ^{14}C ka BP (Abb. 6.12). 3) Das Schmelzwasserereignis am Beginn des Präboreals führt im Modell erneut zu einem leichten Anstieg der ^{14}C -Konzentration in der Atmosphäre. Der anschließende Abbau dieser Anomalie geschieht rasch genug, um eine ^{14}C -Altersinvertierung bei ~ 11.0 cal. ka BP zu produzieren, die jedoch weniger deutlich ausgeprägt ist, als die Daten anzeigen.

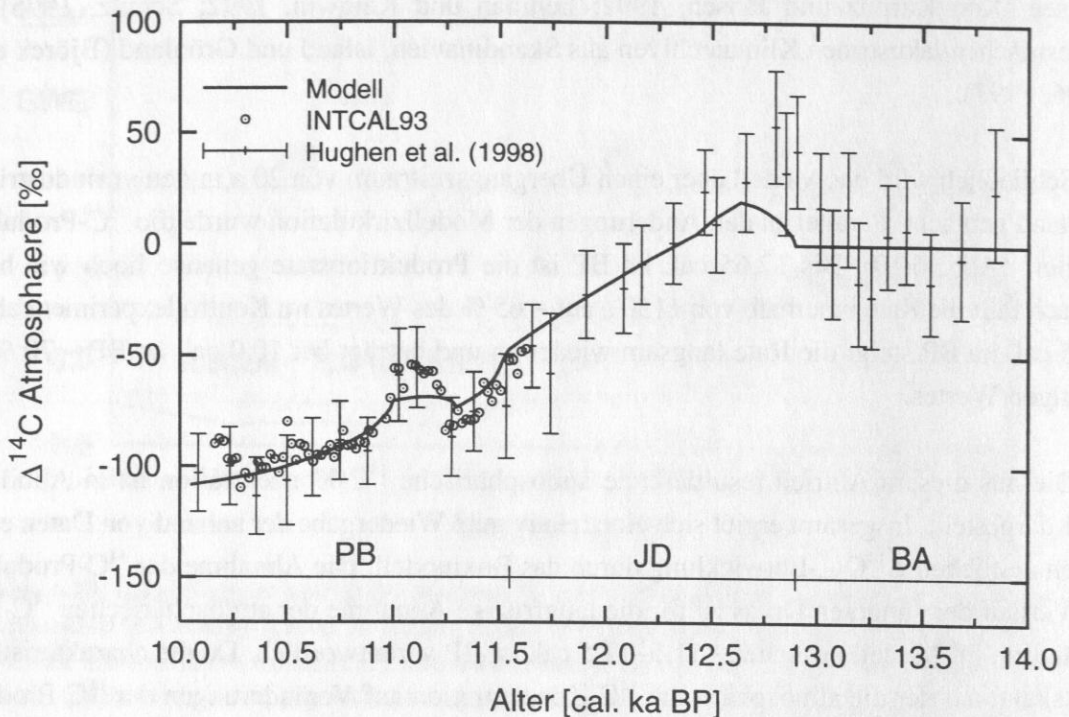


Abb. 6.11: Simulierte zeitliche Entwicklung der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration, die aus dem Modellantrieb in Abbildung 6.10 resultiert, im Vergleich zu geologischen Befunden. Daten wie in Abbildung 6.7, jedoch um 215 ‰ reduziert, um am Beginn des Experimentes den gleichen mittleren $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Wert wie im Modell (0 ‰) zu erhalten. Zur besseren Übersichtlichkeit wurden 2σ -Konfidenzintervalle nur für die Warvendaten (Hughen et al., 1998) angegeben. (Weitere Abkürzungen wie in Abb. 6.10.)

Insgesamt lassen sich die Daten somit quantitativ durch das hier vorgestellte Szenario, das auf Variationen der ^{14}C -Produktionsrate sowie der ozeanischen Zirkulation basiert, erklären. Hieraus kann jedoch nicht geschlossen werden, daß das in Abbildung 6.10 dargestellte Szenario die einzige Möglichkeit hierzu darstellt — im Rahmen des verwendeten Modellansatzes ist dies lediglich die plausibelste Erklärung für die gemessenen Abweichungen zwischen ^{14}C -Altern und kalendarischen Altern. Die maximale Änderung der ^{14}C -Produktionsrate, die notwendig ist, um eine realistische $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Entwicklung im Modell zu simulieren, liegt zwar etwas außerhalb der von Laj et al. (1996) angegebenen 1σ -Fehlergrenzen (vergl. Abb. 6.10), jedoch deutlich innerhalb des 2σ -Fehlerbereiches.

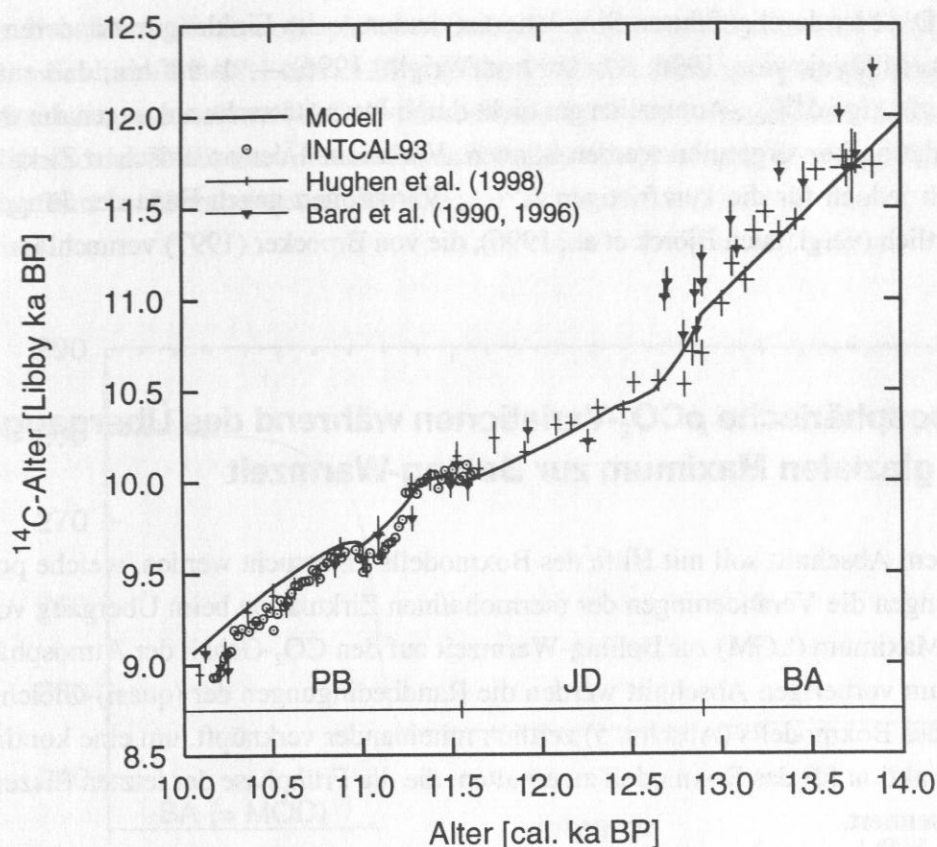


Abb. 6.12: Modellierte ^{14}C -Kalibrierkurve, die sich aus der zeitlichen Entwicklung der atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte (Abb. 6.11) ergibt. Zum Vergleich sind die entsprechenden Meßwerte aus Abbildung 6.3 mit dargestellt. Um eine bessere Übersichtlichkeit zu erreichen, sind nur die dendrochronologischen- und Warvendaten gezeigt, sowie 1σ -Konfidenzintervalle nur für die Warvendaten (Hughen et al., 1998) angegeben. (Weitere Abkürzungen wie in Abb. 6.3 und 6.10.)

Entscheidend ist jedoch, daß auf Zeitskalen von einigen tausend Jahren Schwankungen des Erdmagnetfeldes auftreten (z. B. Guyodo und Valet, 1996; Lehman et al., 1996; Thouveny et al., 1993), deren Amplituden ausreichen, die ^{14}C -Produktionsrate so stark zu verändern, daß $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalien in der Größenordnung von 100 ‰ resultieren können (Laj et al., 1996). Die Annahme von Björck et al. (1996), wonach Variationen der ^{14}C -Produktionsrate, ausgelöst durch Änderungen der Magnetfeldintensität, während der Endphase der letzten Eiszeitermination vernachlässigt werden können, stellt daher sicherlich eine zu starke Vereinfachung dar. Andererseits verdeutlicht das hier beschriebene Modellexperiment, daß realistische Änderungen der ^{14}C -Produktionsrate die langfristige $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Abnahme zwischen 10.0–12.5 cal. ka BP gut erklären können.

Dieser Befund steht im Widerspruch zur Hypothese von Broecker (1997), der zufolge diese $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Abnahme durch eine stetige Zunahme der ^{14}C -Aufnahme durch den Ozean entstanden

sein soll. Die hier durchgeführten Simulationen deuten — im Einklang mit anderen Modellergebnissen (Mikolajewicz, 1996; Stocker und Wright, 1996) — darauf hin, daß entsprechend große, langfristige $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Anomalien gar nicht durch Intensitätsschwankungen der thermohalinen Zirkulation hervorgerufen werden können. Variationen der ozeanischen Zirkulation sind vermutlich jedoch für die kurzfristigen $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Variationen gegen Ende der Jüngeren Dryas verantwortlich (vergl. auch Björck et al., 1996), die von Broecker (1997) vernachlässigt worden sind.

6.3 Atmosphärische $p\text{CO}_2$ -Variationen während des Überganges vom letzten glazialen Maximum zur Bølling-Warmzeit

In diesem Abschnitt soll mit Hilfe des Boxmodells untersucht werden, welche potentiellen Auswirkungen die Veränderungen der thermohalinen Zirkulation beim Übergang vom letzten glazialen Maximum (LGM) zur Bølling-Warmzeit auf den CO_2 -Gehalt der Atmosphäre hatten. Analog zum vorherigen Abschnitt werden die Randbedingungen der (quasi)-Gleichgewichtszustände des Boxmodells (Abschn. 5) zeitlich miteinander verknüpft, um eine kontinuierliche Antriebsfunktion für das Boxmodell zu erhalten, die die Frühphase der letzten Eiszeitermination repräsentiert.

Als Ausgangspunkt für das folgende Experiment dient der LGM-Gleichgewichtszustand (Abschn. 5.22). Bei einem Alter von 17.1 cal. ka BP wird das Boxmodell innerhalb von 10 a vom LGM- in den Schmelzwasserzustand überführt (Abb. 6.13). Diese kurze Übergangsdauer im Modell reflektiert den Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation auf einer dekadischen Zeitskala nach dem Beginn eines Schmelzwasserereignisses (Rahmstorf et al., 1996). Die Zeitscheibenrekonstruktion für das entsprechende Schmelzwasserereignis (SWE; Sarnthein et al., 1994), das durch das Abschmelzen des Barents-See-Eisschildes (Jones und Keigwin, 1988; Lehman et al., 1991; Sarnthein et al., 1992) bzw. durch ein massives Kalben des Laurentidischen-Eisschildes (Heinrich-Ereignis 1; Bond et al., 1992) ausgelöst wurde, ist strenggenommen nur für das Zeitintervall 13.4–13.6 ^{14}C ka BP (= 16.9–17.1 cal. ka BP) gültig. Andererseits zeigen hochauflösende benthische $\delta^{13}\text{C}$ -Zeitreihen, daß das für das SWE charakteristische extreme $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum bis 12.7–13.2 ^{14}C ka BP anhielt und die Bildung von postglazialen NADW erst ab dieser Zeit erfolgte (Sarnthein et al., 1994).

Aufgrund eines ^{14}C -Plateaus ergeben sich allerdings stratigraphische Probleme bei der exakten kalendarischen Datierung dieses Überganges. Es ist jedoch anzunehmen, daß das Wiedereinsetzen der thermohalinen Zirkulation mit dem Beginn der Bølling-Warmzeit zusammenfiel (Sarnthein et al., 1994) und somit vor ~ 14.7 cal. ka BP (Alley et al., 1993) erfolgte. Das bedeutet, daß der postglaziale Schmelzwassereintrag in den Nordatlantik zu einem Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation über einen Zeitraum von mindestens 2200 a

geführt hat. Um diese paläozanographischen Befunde im Boxmodell zu berücksichtigen, wird das Modell zwischen 14.7–17.1 cal. ka BP mit den SWE-Randbedingungen angetrieben (Abb. 6.13). Es ist daher anzunehmen, daß der Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation im Atlantik während des SWEs zur Ältesten Dryas Kälteperiode (Wolfarth, 1996 und Zitate darin) in Europa geführt hat (Sarnhein et al., 1994).

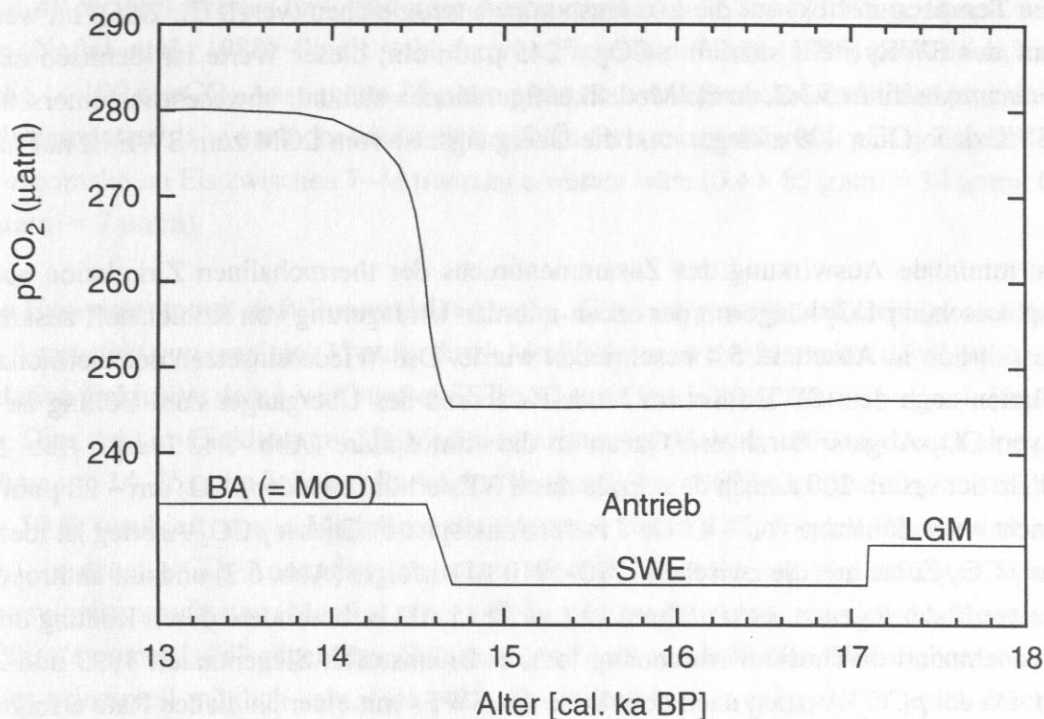


Abb. 6.13: Modellierte atmosphärische $p\text{CO}_2$ -Entwicklung während der Frühphase der letzten Eiszeit-termination (oben), sowie zeitabhängiger Antrieb des Boxmodells (unten). Die untere Kurve zeigt schematisch die Intensität der thermohalinen Zirkulation als Funktion der Zeit (BA (=MOD) Bølling-Allerød, durch Kontrollzustand repräsentiert, SWE Schmelzwasserereignis und LGM letztes glaziales Maximum).

Abschließend wird das Modell innerhalb von 150 a in den heutigen Zustand überführt, der als Analog für die Bølling-Warmzeit betrachtet werden kann (vergl. Abschn. 6.2). Mit den heutigen Randbedingungen wird das Modell dann bis 12.8 cal. ka BP, dem Beginn der Jüngeren Dryas (vergl. Abschn. 6.2), weiter integriert. Der Übergangszeitraum von 150 a entspricht ungefähr der Übergangsdauer von der Ältesten Dryas zum Bølling — auf der Grundlage der Eisakkumulationsrate im GISP2-Eisbohrkern (Alley et al., 1993) — und stellt außerdem eine realistische Größenordnung für das Wiederaufleben der thermohalinen Zirkulation nach einem Schmelzwasserereignis dar (Manabe und Stouffer, 1995).

Der prognostizierte CO_2 -Partialdruck in der Atmosphäre, der aus diesem Modellantrieb resultiert, ist ebenfalls in Abbildung 6.13 dargestellt. Der Modellauf beginnt im LGM bei einem $p\text{CO}_2$ von $246 \mu\text{atm}$ (vergl. Tab. 5.11). Beim Übergang zum SWE-Zustand ist ein transienter $p\text{CO}_2$ -Anstieg um $< 0.5 \mu\text{atm}$ zu erkennen, der vermutlich dadurch zustande kommt, daß die Erwärmung der Oberflächenbox im Nordatlantik (vergl. Abb. 5.15 und 5.25) zu einer Zunahme des CO_2 -Partialdruckes im Wasser führt, der nicht schnell genug durch die modifizierte Zirkulation kompensiert werden kann. Die *relative* Salzgehaltsänderung im Nordatlantik ist zu gering, um den Temperatureffekt auf die Lösungspumpe auszugleichen (vergl. Gl. 2.16). Im weiteren Verlauf des SWEs stellt sich ein $p\text{CO}_2 = 245 \mu\text{atm}$ ein; dieser Werte ist identisch zu dem Ergebnis in Abschnitt 5.3.2, da die Modellkonfigurationen sich nur unwesentlich unterscheiden (das SWE dauert hier 400 a länger, und die Übergangszeit vom LGM zum SWE ist nur halb so lang).

Die minimale Auswirkung des Zusammenbruchs der thermohalinen Zirkulation auf den atmosphärischen $p\text{CO}_2$ hängt mit der ozean-internen Umlagerung von Kohlenstoff zusammen, die ausführlich in Abschnitt 5.4 beschrieben wurde. Das Wiedereinsetzen der thermohalinen Zirkulation nach dem SWE führt im Modell während des Überganges zum Bølling zu einer massiven CO_2 -Abgabe durch den Ozean an die Atmosphäre (Abb. 6.13; vergl. Abb. 5.34). Innerhalb der ersten 200 a nach dem Ende des SWEs erhöht sich der $p\text{CO}_2$ um $\sim 20 \mu\text{atm}$ (das entspricht einer Zunahme von $\sim 43 \text{ Gt C}$ in der Atmosphäre). Dieser $p\text{CO}_2$ -Anstieg ist identisch mit der $p\text{CO}_2$ -Zunahme, die zwischen 1790–1910 AD erfolgte (Abb. 6.2) und auf anthropogene Umweltveränderungen zurückzuführen ist (vor 1845 AD insbesondere durch Rodung und danach zunehmend durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe; Siegenthaler, 1993 und Zitate darin). Da der $p\text{CO}_2$ -Anstieg nach dem Ende des SWEs mit einer ähnlichen Rate erfolgte wie während der frühen anthropogenen CO_2 -Emissionen, könnte der Übergang vom SWE zum Bølling als natürliches Analogon hierfür angesehen werden. Im weiteren Verlauf des Bøllings nähert sich der $p\text{CO}_2$ dem Wert des Kontroll-experimentes ($280 \mu\text{atm}$) an, der bei $\sim 13.2 \text{ cal ka BP}$ erreicht wird.

Datengestützte paläoklimatologische Befunde der zeitlichen $p\text{CO}_2$ -Entwicklung am Übergang vom SWE zum Bølling werden kontrovers diskutiert: White et al. (1994) haben anhand von $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen an Seggen und Moosen, die aus einem Torfvorkommen in Südamerika stammen, den paläo- $p\text{CO}_2$ bis $14 \text{ }^{14}\text{C ka BP}$ rekonstruiert. Danach stieg der $p\text{CO}_2$ am Übergang zum Bølling innerhalb von 50 a um $50 \mu\text{atm}$ bzw. in 100 a von ~ 200 auf $\sim 285 \mu\text{atm}$ an (s. a. Figge und White, 1995). Dieser dramatische Anstieg um $\sim 85 \mu\text{atm}$ ist wesentlich stärker ausgeprägt, als neue CO_2 -Messungen am antarktischen Byrd-Eisbohrkern (Neftel et al., 1988) belegen, die zwischen 14.3 und 15.0 cal. ka BP einen $p\text{CO}_2$ -Anstieg um $\sim 15 \mu\text{atm}$ dokumentieren (Indermühle, pers. Mittlg.; bei einem Absolutwert von $\sim 233 \mu\text{atm}^{23}$).

²³Leider sind die entsprechenden Daten noch nicht freigegeben, so daß der mittlere $p\text{CO}_2$ -Absolutwert aus den zugänglichen Daten (Neftel et al., 1988; Staffellbach et al., 1991; Blunier et al., im Druck; Stauffer et al., im Druck)

Diese Diskrepanz kommt möglicherweise dadurch zustande, daß die empirischen Beziehungen, die notwendig sind, um aus dem $\delta^{13}\text{C}$ der Seggen den Wassergehalt der Moose abzuschätzen (White et al., 1994; Figge und White, 1995), sich nicht auf andere Klimazustände — als den heutigen — übertragen lassen (s. a. Rice und Giles, 1994) und besonders während starker Klimaänderungen zu systematischen Fehlern führen. Andererseits beträgt die Gaseinschlußzeit im Byrd-Eiskern während der Eiszeitermination 135 a (Neftel et al., 1988), so daß die tatsächliche Amplitude einer $p\text{CO}_2$ -Anomalie mit einer Anstiegszeit von 135 a bei der Übertragung ins Eis auf 40 % ihres Wertes bzw. bei einer Anstiegszeit von 67 a auf 8.5% gedämpft werden würde (Neftel et al., 1988). Somit steht der von Figge und White (1995) postulierte, extrem schnelle (≤ 100 a) $p\text{CO}_2$ -Anstieg um $85 \mu\text{atm}$ nicht notwendigerweise im Widerspruch zu den Eisbohrkerndaten, da je nach der tatsächlichen Rate der atmosphärischen $p\text{CO}_2$ -Zunahme eine $p\text{CO}_2$ -Anomalie im Eis zwischen $7\text{--}34 \mu\text{atm}$ zu erwarten wäre ($0.4 \times 85 \mu\text{atm} \approx 34 \mu\text{atm}$; $0.085 \times 85 \mu\text{atm} \approx 7 \mu\text{atm}$).

Die Experimente mit dem Boxmodell (Abschn. 5) haben gezeigt, daß sich atmosphärische $p\text{CO}_2$ -Anomalien von maximal $35 \mu\text{atm}$ durch Modifikationen der Intensität der thermohalinen Zirkulation (inklusive damit verknüpfter SST/SSS- und Produktivitätsänderungen) simulieren lassen. Dies steht im Einklang mit 3D-Modellexperimenten (Heinze, 1990), in denen eine $p\text{CO}_2$ -Abnahme um $14\text{--}26 \mu\text{atm}$ bei einer Reduktion der heutigen OGCM-Geschwindigkeitsfelder um bis zu 50 % resultiert, sowie Modellsimulationen mit einem 2.5D-Modell (Marchal et al., im Druck), in denen $p\text{CO}_2$ -Anomalien zwischen -5 und $+15 \mu\text{atm}$ im Verlauf eines Schmelzwasserereignisses auftreten (Marchal, pers. Mittlg.). Unter der Annahme, daß die Modelle sich ungefähr "symmetrisch" gegenüber Störungen mit unterschiedlichen Vorzeichen verhalten, sollte es prinzipiell möglich sein, eine $p\text{CO}_2$ Zunahme bis zu wenigen $10\text{er } \mu\text{atm}$ durch eine signifikante Intensivierung der thermohalinen Zirkulation zu erreichen.

Da der von White et al. (1994) postulierte $p\text{CO}_2$ -Anstieg um $85 \mu\text{atm}$ nach einem "Kollaps" der thermohalinen Zirkulation erfolgte, wäre demnach eine deutliche Intensivierung der thermohalinen Zirkulation über den heutigen Zustand hinaus erforderlich (z.B. eine Verdoppelung der NADW-Bildungsrate). Ein solches "Überschießen" der ozeanischen Zirkulationsintensität steht jedoch im Widerspruch zu Modellexperimenten mit gekoppelten 3D-Atmosphäre-Ozean-Modellen, die nach einem Schmelzwasserereignis entweder nahezu linear gegen den heutigen Kontrollwert konvergieren (Schiller et al., 1997) oder ein kurzes (< 100 a) minimales "Überschießen" der NADW-Bildungsrate von ~ 20 % gegenüber dem Kontrollexperiment aufweisen (Manabe und Stouffer, 1997). Es soll jedoch nicht unerwähnt bleiben, daß 2D-(Atmosphäre)-Ozean-Modelle ein entsprechendes "Überschießen" nach einem Schmelzwasserereignis produzieren können (Sakai und Peltier, 1996; Stocker und Wright, 1996; letzteres ist an ein Energiebilanzmodell für die Atmosphäre gekoppelt). Es ist allerdings fraglich, ob das transiente

Verhalten des Ozean-Atmosphäre-Systems (Süßwasserflüsse!) durch diese 2D-Modelle überhaupt realistisch wiedergegeben werden kann. Die gekoppelten 3D-Modelle stellen sicherlich eine realistischere Annäherung an den tatsächlichen Zustand dar.

Das "Durchspülen" des tiefen Ozeans während des Überganges vom SWE zum Bølling (Sarnthein et al., 1994) müßte außerdem kurzfristig positivere benthische $\delta^{13}\text{C}$ -Werte erzeugt haben als im Bølling selbst. Allerdings zeigen weder die in Sarnthein et al. (1994) zusammengefaßten hochauflösenden benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Zeitreihen aus dem Ostatlantik, noch die $\delta^{13}\text{C}$ -Daten von Jung (1996) aus dem Nordatlantik, ein solches $\delta^{13}\text{C}$ -"Überschießen" während des Überganges zum Bølling. Hierbei muß allerdings berücksichtigt werden, daß die zeitliche Auflösung der marinen Sedimentkerne bestenfalls 100–300 a beträgt (Weinelt, 1993), so daß dieses transiente Verhalten vermutlich zeitlich gar nicht auflösbar ist.

Betrachtet man die Gesamtheit dieser Indizien, dann ist der von White et al. (1994) postulierte extrem rasche (100 a) $p\text{CO}_2$ -Anstieg um 85 μatm während des Überganges zum Bølling nicht plausibel. Auf der Basis des Modellexperimentes (Abb. 6.13) erscheint eine Zunahme um $\sim 35 \mu\text{atm}$ während des Überganges jedoch realistisch. Für den Anstieg des $p\text{CO}_2$ vom SWE-Wert (245 μatm) auf 273 μatm werden im Boxmodell ~ 300 a benötigt. Diese Zeitdauer ist länger als die Gaseinschlußzeit im Byrd-Eisbohrkern (135 a, Neftel et al., 1988). Folglich müßte eine entsprechende $p\text{CO}_2$ -Anomalie (28 μatm) praktisch ungedämpft in den Eiskerndaten sichtbar sein. Da die gemessene Anomalie jedoch nur 15 μatm beträgt (Indermühle, pers. Mittlg.; bei einem mittleren Absolutwert von 233 μatm) muß davon ausgegangen werden, daß das Boxmodell die tatsächliche Anomalie überschätzt. Dies kann unterschiedliche Ursachen haben:

- 1) Der im Modell angenommene Übergangszeitraum τ vom SWE zum Bølling ($\tau = 150$ a) ist zu lang. Die Festlegung dieser Übergangsdauer erfolgt relativ willkürlich, so daß ein systematischer Fehler an dieser Stelle nicht ausgeschlossen werden kann. Um die Empfindlichkeit des Modells gegenüber der Wahl von τ zu untersuchen, wurde das Experiment wiederholt, wobei $\tau = 10$ a gesetzt wurde (ansonsten wurde der in Abb. 6.13 schematisch dargestellte Modellantrieb verwendet). Abbildung 6.14a zeigt, daß das Modell selbst bei dieser extrem kurzen Übergangszeit innerhalb von ~ 200 a einen $p\text{CO}_2$ von 273 μatm erreicht. Die "Trägheit" des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufes verhindert somit, daß ein signifikanter $p\text{CO}_2$ -Anstieg in der Atmosphäre ($> \sim 30 \mu\text{atm}$) auf einer kürzeren Zeitskala erfolgt, als der Gaseinschluß im Byrd-Eisbohrkern dauert. Folglich kann eine kürzere Übergangszeit zu keiner "scheinbaren" Reduktion der $p\text{CO}_2$ -Anomalie im Eisbohrkern geführt haben.
- 2) Die CO_2 -Aufnahme durch den Ozean während des SWEs wird maßgeblich durch die Lösungspumpe gesteuert (vergl. Abschn. 5.3.2). In Abschnitt 6.1 wurde bereits dargelegt, daß paläoklimatologische Daten darauf hindeuten, daß die SSTs während der Bølling-Warmzeit etwas niedriger waren als die heutigen Werte (z.B. Bard et al., 1997; Duplessey et al., 1992b;

Koç Karpuz und Jansen, 1992). Da der erste größere postglaziale Schmelzwasserpuls (SWP 1A in Abb. 1.2) erst während des Bøllings auftrat (Faribanks et al., 1992; Sarnthein et al., 1994), muß der durchschnittliche ozeanische Salzgehalt bis in die Frühphase des Bøllings höher gewesen sein als heute. Da diese beiden Faktoren die CO_2 -Lösungspumpe steuern, wurde das Experiment wiederholt, wobei als SST- und SSS-Werte für das Bølling die Mittelwerte der entsprechenden Werte aus dem Kontroll- bzw. LGM-Experiment verwendet wurden. Abbildung 6.14b zeigt, daß hierdurch eine größere Effektivität der Lösungspumpe hervorgerufen wird, und der $p\text{CO}_2$ -Anstieg um $\sim 10 \mu\text{atm}$ gegenüber dem Standardexperiment (mit heutigen SST/SSS-Daten im Bølling) reduziert wird.

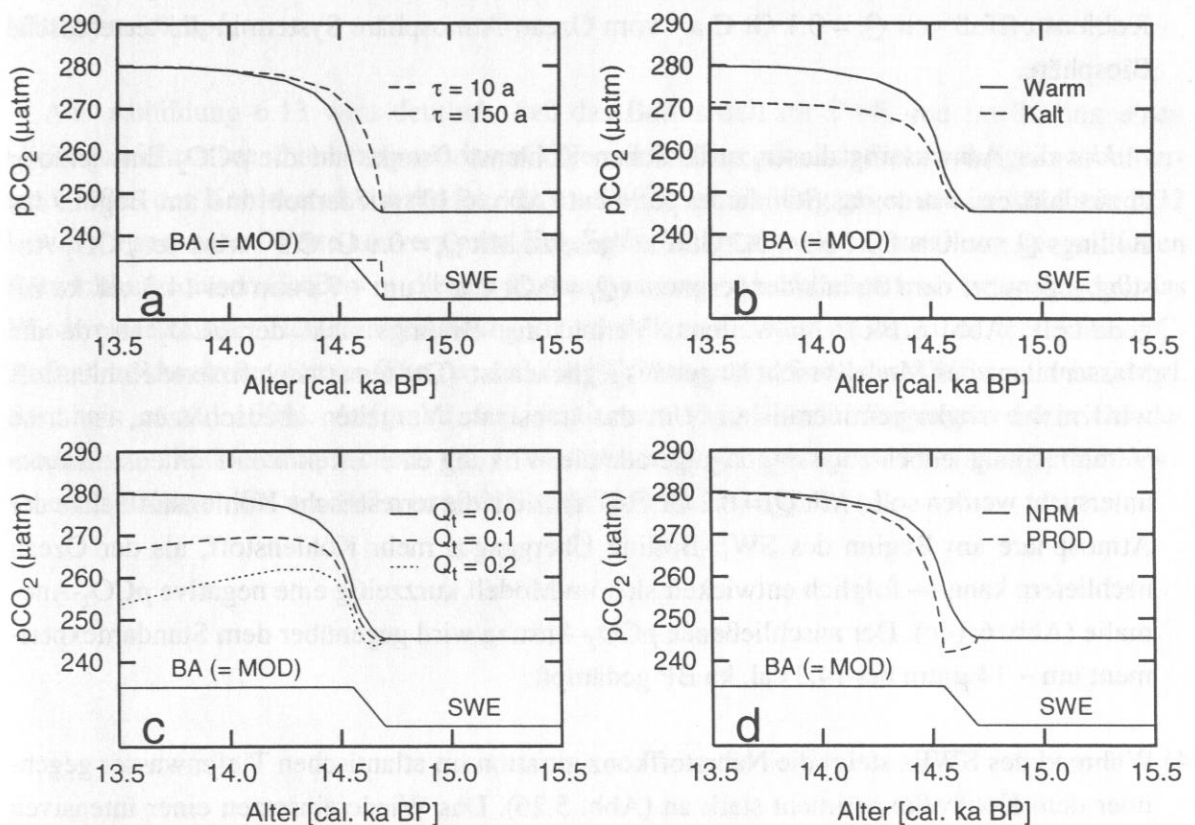


Abb. 6.14: Abhängigkeit der positiven $p\text{CO}_2$ -Anomalie beim Übergang vom SWE zum Bølling von unterschiedlichen Modellparametern im Vergleich zum Standardexperiment (Abb. 6.13): **a)** Der Übergangszeitraum wurde vom Standardwert ($\tau = 150 \text{ a}$) auf $\tau = 10 \text{ a}$ reduziert. **b)** Für die SST/SSS-Randbedingungen im Boxmodell wurden im Bølling die Mittelwerte der entsprechenden Werte aus dem LGM- bzw. Kontrolllauf verwendet (Kalt). Das Experiment mit den heutigen SST/SSS-Daten im Bølling ist ebenfalls dargestellt (Warm). **c)** Auswirkung einer terrestrischen Kohlenstoffsenke (Q_t , [Gt C a^{-1}]) auf die $p\text{CO}_2$ -Entwicklung. Während des SWEs ist $Q_t = 0$. **d)** Auswirkung eines biologischen Produktivitätspulses im Nordatlantik auf den $p\text{CO}_2$. Während des Überganges vom SWE zum Bølling wurde die Produktivität im Nordatlantik auf das 10fache des Wertes im Standardexperiment erhöht (PROD). NRM kennzeichnet das Standardexperiment. Weitere Erläuterungen im Text.

- 3) Da große Teile des eurasischen Eisschildes während des Bøllings bereits desintegriert waren, und auch der Laurentidische-Eisschild nicht mehr seine hochglaziale Ausdehnung aufwies (Peltier, 1994), kann davon ausgegangen werden, daß die eisfrei gewordenen Flächen durch neugebildete Vegetation bedeckt wurden (z. B. Berglund, 1979; Caspers et al., 1995; Harden et al., 1992; Overpeck et al., 1992; Usinger, 1985). Um die dadurch ausgelöste Kohlenstofffixierung im Boxmodell zu simulieren, wurde Gleichung (4.1) um einen Term (Q_t) für eine terrestrische Kohlenstoffsénke erweitert. Die terrestrische Biomasse war während des LGMs vermutlich um ~ 600 Gt C gegenüber heute reduziert (Crowley, 1995; vergl. Diskussion in Abschn. 5.3.2b). Geht man davon aus, daß 30 % des postglazialen Anstiegs der terrestrischen Biomasse während der Bølling-Allerød-Warmzeit erfolgten, die einen Zeitraum von ~ 1800 a umfaßt (~ 12.9 – 14.7 cal. ka BP; Alley et al., 1993), dann ergibt sich ein Kohlenstofffuß von $Q_t = 0.1$ Gt C a⁻¹ vom Ozean-Atmosphäre System in die terrestrische Biosphäre.

Um die Auswirkung dieser zusätzlichen Kohlenstoffsénke auf die $p\text{CO}_2$ -Entwicklung abzuschätzen, wurde das Standardexperiment (Abb. 6.13) wiederholt und am Beginn des Bøllings Q_t von 0 auf 0.1 bzw. 0.2 Gt C a⁻¹ gesetzt. Mit $Q_t = 0.1$ Gt C a⁻¹ wird der $p\text{CO}_2$ -Anstieg gegenüber dem Standardexperiment ($Q_t = 0$ Gt C a⁻¹) um ~ 7 μatm bei 14.3 cal. ka BP gedämpft (Abb. 6.14c). Im weiteren Verlauf des Bøllings sinkt der $p\text{CO}_2$ ab, da die Massenbilanz des Modells nicht länger ausgeglichen ist. (Der terrestrisch fixierte Kohlenstoff wird nicht wieder remineralisiert. Um das transiente Verhalten abzuschätzen, ist diese Vereinfachung jedoch zulässig, da ja gerade die Wirkung einer effektiven Kohlenstoffsénke untersucht werden soll.) Mit $Q_t = 0.2$ Gt C a⁻¹ entzieht die terrestrische Kohlenstoffsénke der Atmosphäre am Beginn des SWE-Bølling Überganges mehr Kohlenstoff, als der Ozean nachliefern kann — folglich entwickelt sich im Modell kurzzeitig eine negative $p\text{CO}_2$ -Anomalie (Abb. 6.14c). Der anschließende $p\text{CO}_2$ -Anstieg wird gegenüber dem Standardexperiment um ~ 14 μatm bei 14.3 cal. ka BP gedämpft.

- 4) Während des SWEs steigt die Nährstoffkonzentration im atlantischen Tiefenwasser gegenüber dem Kontrollexperiment stark an (Abb. 5.26). Das Wiedereinsetzen einer intensiven thermohalinen Zirkulation im Atlantik nach dem SWE könnte kurzfristig zu einem verstärkten Eintrag von Nährstoffen in die photische Zone geführt haben und damit einen biologischen Produktivitätspuls ausgelöst haben, der trotz der prognostischen Produktivitätsformulierung vom Boxmodell unterschätzt wird. (Es wäre möglich, daß die aus dem Kontrollexperiment diagnostizierten Nährstoffaufnahme-raten auf diesen transienten Zustand nicht anwendbar sind.)

Um diese Möglichkeit zu untersuchen, wurde die Nährstoffaufnahme-rate im Nordatlantik während des 150 a langen Überganges vom SWE zum Bølling soweit erhöht, daß sich im Nordatlantik eine Verzehnfachung der Produktivität gegenüber dem SWE (bzw. eine Ver-

doppelung gegenüber dem Kontrollexperiment) ergibt. Dieser Produktivitätspuls bewirkt eine $p\text{CO}_2$ -Reduktion um $\sim 4 \mu\text{atm}$ während des SWE-Bølling Überganges (Abb. 6.14d), da die initiale ozeanische CO_2 -Abgabe durch die gesteigerte Effektivität der biologischen Pumpe überkompensiert wird. Nach dem Ende des Produktivitätspulses nähert sich der $p\text{CO}_2$ dem Wert des Standardexperimentes an. Bei 14.3 cal. ka BP beträgt die Dämpfung der $p\text{CO}_2$ -Anomalie im Vergleich zum Standardexperiment lediglich $1.5 \mu\text{atm}$.

Auf der Grundlage dieser Sensitivitätsexperimente erscheint eine Kombination aus reduzierten SST/SSS (# 2) und einer moderaten Zunahme der terrestrischen Biomasse (# 3; Fixierung von $\sim 200 \text{ Gt C}$ im Verlauf des Bøllings) am plausibelsten, um die modellierte $p\text{CO}_2$ -Anomalie am Beginn des Bøllings von $\sim 35 \mu\text{atm}$ auf die beobachteten $15 \mu\text{atm}$ (Indermühle, pers. Mittlg.) zu dämpfen.

Aus Abbildung 6.13 wird deutlich, daß das Boxmodell im SWE und im Bølling einen Gleichgewichtszustand in bezug auf den $p\text{CO}_2$ erreicht. Dies gilt auch für die übrigen modellierten Größen des Kohlenstoffkreislaufes, die im SWE bzw. Bølling gegen die in Abschnitt 5.32 bzw. 5.12 genannten Werte konvergieren. Folglich erübrigt sich eine Darstellung der zeitlichen Entwicklung dieser Größen in diesem Zusammenhang. Abschließend sei bemerkt, daß das Wiedereinsetzen der Tiefenwasserbildung im Atlantik nach dem SWE zu einer verstärkten ^{14}C -Aufnahme durch den Ozean führt, so daß ein ^{14}C -Plateau am Ende des SWEs entsteht (vergl. Sarin et al., 1994). Aufgrund der identischen Modellrandbedingungen entspricht das modellierte ^{14}C -Plateau praktisch den in Abbildung 6.5 gezeigten Plateaus (Verlauf zwischen den Kurven für $\tau = 100 \text{ a}$ bzw. 200 a , da hier $\tau = 150 \text{ a}$ ist).

7. Diskussion des Modellansatzes

In diesem Abschnitt soll der hier gewählte Modellansatz auf der Basis der Gesamtheit der Modellergebnisse diskutiert werden. Da die einzelnen Modellexperimente bereits ausführlich in den jeweiligen Abschnitten bewertet worden sind, wird an dieser Stelle auf eine Wiederholung verzichtet.

Prinzipiell wurde das Ziel erreicht, ein numerisch effizientes biogeochemisches Modell mit einem hydrodynamisch konsistenten Antrieb zu entwickeln. Die Rechenzeiten der Boxmodells liegen in Abhängigkeit von der verwendeten PC-Hardware zwischen 5 und 30 Minuten für ein zeitabhängiges Experiment (z. B. wie in Abschn. 6.2 und 6.3). Simulationen von Gleichgewichtszuständen (Abschn. 5) erfordern ebenfalls Rechenzeiten im Minutenbereich.

Obwohl das Boxmodell nur eine großskalige, horizontale Wiedergabe der Ozeane ermöglicht, lassen sich für den heutigen Zustand die wesentlichen, großskaligen Transportvorgänge der Wassermassen zwischen den Ozeanen hinreichend genau darstellen, um eine gute Übereinstimmung zwischen den modellierten und beobachteten Stoffverteilungen zu erhalten (Abschn. 5.1.2). Probleme ergeben sich allerdings mit der vertikalen Auflösung, die es erforderlich macht, Wassertransporte entlang von Isopyknen (z. B. im Nordatlantik) vorzuschreiben, da die entsprechenden OGCM-Transporte im Boxmodell oberhalb von ~ 1200 m Wassertiefe nicht aufgelöst werden können. Außerdem verursacht die geringe Vertikalauflösung einen Anstieg der effektiven Vertikaldiffusion zwischen den Boxen, die besonders im Pazifik dazu führt, daß die prognostizierten Tiefenwasseralter zu jung im Vergleich zu den Beobachtungen sind. Weiterhin konnte die Verlagerung des glazialen NADWs in flachere Wasserstockwerke im Boxmodell nicht hinreichend aufgelöst werden. Diese Probleme könnten vermutlich durch eine Anpassung der vertikalen Auflösung des Boxmodells an die des OGCMs (12 Schichten) minimiert werden. Bei gleicher Zahl der Oberflächenboxen würde die Anzahl der prognostischen Gleichungen im Boxmodell dann jedoch auf das dreifache ansteigen, was sich negativ auf die Recheneffizienz auswirken würde.

Bei der Modellierung der historischen CO_2 -Aufnahme durch den Ozean wurde deutlich, daß sich das Boxmodell dynamisch ähnlich verhält wie 3D-biogeochemische Modelle. Im Vergleich zu anderen biogeochemischen Modellen ergibt sich mit dem hier entwickelten Boxmodell eine bessere Übereinstimmung zwischen der diagnostizierten ozeanischen CO_2 -Aufnahme und den datengestützten Abschätzungen dieser Größe. Da die statistische Analyse der Modellergebnisse das Fehlen eines dekadischen CO_2 -Aufnahmemodus im Boxmodell anzeigt, sollten diese Resultate jedoch zurückhaltend interpretiert werden. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß die etwas zu große effektive vertikale Diffusion des Boxmodells für die relativ geringe CO_2 -Aufnahme verantwortlich ist.

Der hier gewählte Ansatz, zeitabhängige Modellexperimente durch eine zeitliche Verknüpfung von (quasi)-Gleichgewichtszuständen durchzuführen, stellt sicherlich nur eine erste Annäherung an das tatsächliche Verhalten des Ozean-Atmosphäre-Kohlenstoffkreislaufes dar. Andererseits bietet dieser Ansatz den Vorteil, daß paläozeanographische Informationen über die zeitliche Abfolge von Veränderungen der thermohalinen Zirkulation direkt umgesetzt werden können. Da jedoch nicht für alle erforderlichen Klimazustände paläozeanographische Zeitscheibenrekonstruktionen existieren, die zum Antrieb des OGCMs notwendig wären, sind Kompromißlösungen notwendig (z. B. Verwendung des LGM-Zustandes für die Jüngere Dryas bzw. des Kontrolllaufes für das Bølling).

Dieser Aspekt verdeutlicht die eingeschränkte Eignung des hier gewählten Ansatzes für zeitabhängige Experimente: Die Verfügbarkeit paläozeanographischer Zeitscheibenrekonstruktionen wird sich vermutlich auch in Zukunft auf einige "Schlüsselzeitscheiben" konzentrieren und keine zeitlich kontinuierliche Abfolge bilden, so daß bestimmte Klimazustände durch die existierenden Rekonstruktionen angenähert werden müssen. Weiterhin sollte berücksichtigt werden, daß selbst bei einer lückenlosen Verfügbarkeit von Zeitscheibenrekonstruktionen, z. B. im hier betrachteten Zeitabschnitt der letzten Eiszeitermination, keine "echten" transienten Modellexperimente möglich wären. Aufgrund der limitierten zeitlichen Auflösung von marinen Sedimentkernen erscheint es unrealistisch, Zeitscheiben zu rekonstruieren, die weniger als einige hundert Jahre umfassen. Die Modellierung transientser Zustände des marinen Kohlenstoffkreislaufes, die auf kürzeren Zeitskalen erfolgen können (vergl. Abb. 1.3), ist mit einem Modell, dessen Antrieb auf Zeitscheibenrekonstruktionen basiert, gar nicht möglich.

Zwar steigt die Verfügbarkeit von Sedimentkernen an, die eine zeitliche Auflösung im Dekadenbereich erlauben. Die Zahl dieser Kerne sowie ihre räumliche Verteilung sind jedoch bei weitem nicht ausreichend, um entsprechend kurze Zeitscheiben *global* zu rekonstruieren. Diese Problematik verdeutlicht gut das kurze SWE, das nach der Jüngeren Dryas auftrat. Dieses Ereignis läßt sich nur in einigen Sedimentkernen mit hohen Akkumulationsraten erkennen, aus denen sich keine Zeitscheibe rekonstruieren läßt (Sarnthein et al., 1994).

Ein weiteres Problem, das aus dem Modellantrieb über Zeitscheibenrekonstruktionen resultiert, besteht darin, daß keine globalen Datensätze für alle Zeitscheiben vorhanden sind. Die Folge dieses Mankos läßt sich anhand der SWEs vor 13.5 ^{14}C ka BP aufzeigen: Meeresoberflächenrekonstruktionen existieren für dieses Ereignis nur für den Nordatlantik (Sarnthein et al., 1995). Die hier gemachte Annahme, wonach für alle anderen Ozeangebiete die LGM-Randbedingungen zum Antrieb des OGCMs verwendet wurden, stellt eine extreme Vereinfachung dar. Experimente mit einem gekoppelten 3D-Atmosphäre-Ozean Modell (Schiller et al., 1997) zeigen, daß sich innerhalb von einigen Dekaden ausgeprägte SST/SSS-Anomalien im Indo-Pazifik und Südozean bei einem Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation im Atlantik entwickeln. Zwar wurden diese Experimente auf der Grundlage der heutigen Zirkula-

tion durchgeführt — es ist jedoch anzunehmen, daß die resultierenden Temperatur- und Salzgehaltsanomalien auch bei einem Modellstart aus dem LGM-Zirkulationsmodus auftreten würden (wenn auch mit anderen Amplituden bzw. anderer regionaler Verteilung).

Da der Zusammenbruch der atlantischen thermohalinen Zirkulation während dieses SWEs über ~ 2000 a andauerte (Sarnthein et al., 1994; Sarnthein, pers. Mittlg.), muß somit von veränderten physikalischen Bedingungen der Meeresoberfläche außerhalb des Nordatlantiks ausgegangen werden. Obwohl der Kollaps der thermohalinen Zirkulation bei einem Schmelzwassereintrag in den Nordatlantik ein relativ robustes OGCM-Resultat darstellt, hätten die möglicherweise damit einhergehenden Variationen der Oberflächenrandbedingungen im Indopazifik bzw. Südozean einen erheblichen Einfluß auf die Lösungspumpe und damit den Kohlenstoffkreislauf.

Ein alternativer Modellansatz, um die mangelnde Verfügbarkeit von Zeitscheibenrekonstruktionen zu umgehen, ließe sich nur über einen vollständigen, zeitabhängigen Antrieb (Süßwassereintrag durch Abschmelzen kontinentaler Eismassen, Veränderungen der Erdbahnparameter usw.) eines gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modells erreichen. In der Einleitung wurde bereits erwähnt, daß solche Experimente mit 3D-Modellen z. Zt. aufgrund des extrem hohen Rechenzeitbedarfes nicht durchführbar sind. Daneben existieren aber auch noch technische Probleme bei der Koppelung dieser Modellkomponenten (Stichwort: Flußkorrektur; z. B. Schneider, 1996), die eine paläoklimatologische Anwendung z. Zt. grundsätzlich in Frage stellen. Diese technischen Probleme lassen sich allerdings durch die Verwendung eines zonal integrierten 2D-Modells (Stocker und Wright, 1996) mit einer daran gekoppelten biogeochemischen Komponente (Marchal et al., im Druck) umgehen. In Abschnitt 6.3 wurde jedoch bereits erwähnt, daß 2D-Zirkulationsmodelle teilweise ein transientes Verhalten aufweisen, das im Vergleich zu 3D-Modellen unrealistisch erscheint ("Überschießen" der thermohalinen Zirkulationsintensität am Ende eines SWEs; Sakai und Peltier, 1996; Stocker und Wright, 1996).

Außerdem wird die Unabhängigkeit dieser Modelle von Zeitscheibenrekonstruktionen damit "erkauft", daß stattdessen z. B. *rekonstruierte* kontinentale Süßwasserabflüsse benötigt werden. Der genaue zeitliche Verlauf bzw. die Orte des postglazialen Schmelzwassereintrages in den Ozean sind jedoch auch mit großen Unsicherheiten behaftet. Der hier gewählte Modellansatz der zeitlichen Kombination von modellierten Zeitscheiben, stellt eine sinnvolle Ergänzung zu dem voll-dynamischen Modellansatz mit 2D-Modellen dar, solange entsprechende Experimente mit gekoppelten 3D-Modellen praktisch noch nicht durchführbar sind.

Sowohl die Sensitivität des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes gegenüber Veränderungen der Effektivität der biologischen Pumpe (Abschn. 5.1.3d) als auch die Tatsache, daß ungefähr die Hälfte der glazialen $p\text{CO}_2$ -Reduktion im Boxmodell auf die Zunahme der biologischen Produk-

tivität zurückzuführen ist, verdeutlicht die Notwendigkeit einer möglichst guten prognostischen Produktivitätsformulierung in biogeochemischen Modellen. Sowohl der hier benutzte Ansatz, die diagnostizierten, heutigen Nährstoffaufnahme-raten auf der Grundlage von Paläoproduktivitätsabschätzungen zu gewichten, als auch der prognostische Ansatz von Bacastow und Maier-Reimer (1990) stellen eine starke Vereinfachung der realen biologischen Prozesse dar. Andererseits sind marine Ökosystemmodelle (z. B. Fasham et al., 1990) hochgradig parametrisiert, wobei die Parameterabschätzung auf der Basis *regionaler* Datensätze erfolgt. Zwar erlaubt dieser Modellansatz es, mit einem einzigen Parametersatz die heutige marine biologische Kohlenstofffixierung relativ gut auf einer globalen Skala darzustellen (Six und Maier-Reimer, 1996) — es ist allerdings fraglich, in wieweit die dabei verwendeten Parameter auf andere Klimazustände anwendbar wären.

Außerdem erfordert der Einsatz eines marinen Ökosystemmodells einen Zeitschritt, mit dem sich zumindest saisonale Variationen auflösen ließen. Diese Anforderung ist durch paläozeanographische Rekonstruktionen praktisch nicht zu erfüllen. In Abschnitt 4.3.1a wurde bereits erwähnt, daß eine prognostische Formulierung der Produktivität für andere Zeitscheiben anhand der verfügbaren Paläoproduktivitätsrekonstruktionen validiert werden würde. Der hier verfolgte Ansatz, die Nährstoffaufnahme-raten so zu gewichten, daß die rekonstruierten Paläoproduktivitäten resultieren, ist folglich die naheliegende Konsequenz. Der Nachteil dieses Ansatzes ist die erforderliche Verfügbarkeit von globalen Paläoproduktivitätsrekonstruktionen für alle zu modellierenden Zeitscheiben. Diese Anforderung ist annähernd nur für das LGM erfüllt, wobei die Datenbasis im Indo-Pazifik mit Ausnahme äquatorialer Gebiete relativ spärlich ist. Für den Südozean existieren praktisch nur Daten aus dem atlantischen bzw. indischen Sektor. Diese fehlende Datengrundlage ist insofern problematisch, als aufgrund der großen Meeresoberflächen geringfügige Änderungen der Produktivität im Pazifik bzw. Südozean erhebliche Auswirkungen auf den atmosphärischen CO_2 -Gehalt haben können.

Ein weiteres Problem bezüglich der biologischen Modellkomponente stellt die Verwendung konstanter Redfield-Verhältnisse bei der Produktion und Remineralisation von organischem Material dar. Daten für den heutigen Ozean deuten auf signifikante Abweichungen des tatsächlichen C:N:P-Verhältnisses vom Redfield-Verhältnis hin (z. B. Anderson und Sarmiento, 1994; Peng und Broecker, 1987; Sambrotto et al., 1993; Takahashi et al., 1985; Tyrell und Law, 1997). Diese Abweichungen reflektieren vermutlich Variationen in der chemischen Zusammensetzung des Phytoplanktons (Copin-Montegut und Copin-Montegut, 1983). Da Variationen des C:N:P-Verhältnisses die Effektivität der biologischen Kohlenstofffixierung bestimmen, wären Auswirkungen auf den atmosphärischen CO_2 -Gehalt bei Änderungen dieses Verhältnisses auf glazial-interglazialen Zeitskalen denkbar (Weyl, pers. Mittlg., zitiert in Broecker, 1982). Da die zugrunde liegenden ökologischen Steuerungsmechanismen weitgehend unbekannt sind, lassen sich diese Beobachtungen z. Zt. nicht in globalen biogeochemischen Modellen repräsentieren.

Die Sensitivitätsexperimente, die durchgeführt wurden, um die Reduktion des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ auf glaziale Werte zu erreichen (Abschn. 5.2.3b), haben verdeutlicht, daß ein Sedimentmodul im Boxmodell notwendig wäre, um die erforderlichen Veränderungen im globalen Kalziumkarbonathaushalt zu simulieren. Auf die Implementation eines solchen Moduls wurde jedoch bewußt verzichtet: Ein entsprechendes Modul müßte hochgradig parametrisiert sein (Mächtigkeit der bioturbirten Sedimentschicht, Festlegung des CaCO_3 -Eintrages aus kontinentaler Verwitterung in Raum und Zeit, Kohlenstoffchemismus im Oberflächensediment; vergl. Archer, 1991; Heinze, 1990). Aufgrund der fehlenden Prozessdynamik würden entsprechende Experimente, z. B. für das LGM, ohnehin nur den Charakter von Sensitivitätsexperimenten aufweisen. Aus diesem Grund wurde auf paläozeanographische Daten (pH-Wert-Rekonstruktionen; Sanyal et al., 1995) zurückgegriffen, welche die Summe dieser Prozesse widerspiegeln.

8. Schlußfolgerungen

a) Modellansatz

- Die Kombination aus einem biogeochemischen Boxmodell und einem 3D-Ozean-Zirkulationsmodell (OGCM) stellt das Boxmodell auf eine hydrodynamisch konsistente Grundlage. Der entscheidende Nachteil von Boxmodellen, die intuitive Festlegung der Wassertransporte sowie der Boxgeometrie, kann somit umgangen werden. Daneben liefert das OGCM Temperaturen (SST) und Salzgehalte (SSS) der Oberflächenschicht, die wichtige Parameter für physikalische und chemische Prozesse des Kohlenstoffkreislaufes im Boxmodell darstellen. Weiterhin können durch die Verwendung eines OGCMs paläozeanographische Meeresoberflächenrekonstruktionen direkt zum Antrieb des Ozeanmodells verwendet werden.
- Der hier entwickelte Modellansatz eignet sich sehr gut für paläoklimatologische Fragestellungen. Die hohe Recheneffizienz der biogeochemischen Modellkomponente gestattet es, die hierfür notwendige große Anzahl von Sensitivitätsexperimenten durchzuführen.
- Durch die zeitliche Verknüpfung der modellierten (quasi)-Gleichgewichtszustände lassen sich zeitabhängige Modellexperimente durchführen. Auf diese Weise konnte hier erstmals der Übergang vom letzten glazialen Maximum (LGM) zur Bølling-Warmzeit in der tatsächlichen zeitlichen Abfolge simuliert werden (Abschn. 6.3).

b) Letztes glaziales Maximum

- Die modellierte ozeanische Zirkulation für das LGM ist durch eine Abnahme (–65 %) der Nordatlantischen Tiefenwasserbildungsrate auf 7.5 Sv gekennzeichnet (Abb. 5.31). Eine positive Salzgehaltsanomalie im nördlichen indischen Ozean sowie eine negative Anomalie im subpolaren Südozean modifizieren die Zwischenwasserzirkulation zwischen Südozean und Indo-Pazifik (vergl. Abb. 3.2 und 3.4) und führen zu einem Ausstrom im Tiefenintervall 1160–2590 m vom Indo-Pazifik in den Südozean während des LGMs anstelle eines Einstromes im Kontrollexperiment.
- Das Boxmodell prognostiziert für das LGM eine Abnahme des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes ($p\text{CO}_2$) um 34 μatm gegenüber dem Kontrollexperiment. Diese Reduktion wird jeweils zu ~ 40 % durch eine Zunahme der biologischen Produktivität bzw. eine Abnahme der mittleren globalen SST hervorgerufen. Die direkten Auswirkungen der Zirkulationsänderungen auf den $p\text{CO}_2$ betragen lediglich ~ 5 μatm . Die Empfindlichkeit des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes gegenüber SST-Variationen in niedrigen Breiten ist ~ 3mal höher, als einfache Boxmodelle andeuten (Abschn. 5.1.3f). Daher haben die paläozeanographischen Befunde, die auf eine stärkere Abkühlung der tropischen/subtropischen Meeresoberfläche hindeuten (Zitate in Abschn. 3.2) als die Rekonstruktion durch CLIMAP (1981), eine große

Relevanz in bezug auf den glazialen atmosphärischen CO_2 -Gehalt.

- Für den tiefen Atlantik (≥ 1745 m) prognostiziert das Modell eine zusätzliche Kohlenstoffspeicherung von 49 Gt C während des LGMs gegenüber heute. Oberhalb von 1745 m sinkt die Kohlenstoffspeicherung dagegen um 73 Gt C ab. Diese Ergebnisse stimmen prinzipiell mit paläozeanographischen Befunden (vergl. Tab. 5.14) überein.
- Die Abhängigkeit der Kohlenstoffisotopenfraktionierung bei der Photosynthese von der CO_2 -Konzentration im Oberflächenwasser (Abb. 4.5) — die bisher in biogeochemischen Modellen nicht berücksichtigt worden ist — kann bei glazialen CO_2 -Partialdrücken $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien im Oberflächenwasser erzeugen, die z. B. im Zentral-/Südatlantik bzw. Indo-Pazifik ungefähr -0.6‰ betragen. Dieser Effekt sollte bei der Interpretation planktischer, glazialer $\delta^{13}\text{C}$ -Werte berücksichtigt werden.
- Sensitivitätsexperimente zur Reduktion des atmosphärischen $p\text{CO}_2$ auf glaziale Werte (Abb. 5.24) deuten an, daß die Zunahme der mittleren Alkalinität des Meerwassers vermutlich einen größeren Anteil an der glazialen $p\text{CO}_2$ -Reduktion hatte als eine Zunahme der biologischen Produktivität, da sich auf diese Weise die glaziale $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Abnahme besser erklären läßt.
- Die Vorzeichen der modellierten $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien (unterhalb der Oberflächenboxen) stimmen in 67 % aller Fälle mit den Beobachtungen überein. Allerdings werden die Amplituden der Anomalien insgesamt betrachtet nur unzureichend durch das Boxmodell wiedergegeben. Die negative $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie im Südozean wird im Modell aufgrund der veränderten Tiefenwasserströmungsrichtung zwischen Indo-Pazifik und Südozean erfolgreich simuliert. Zusätzliche Sensitivitätsexperimente legen nahe, daß die Intensität der dafür verantwortlichen Zwischenwasserzirkulation im OGCM jedoch zu gering ist, um eine hinreichende Amplitude der $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie zu generieren. Da das Boxmodell keine Entkopplung der $\delta^{13}\text{C}$ - PO_4 -Beziehung ermöglicht, impliziert dieses Ergebnis eine glaziale Entkopplung der Cd/Ca- PO_4 -Beziehung im Südozean.

c) Schmelzwasserereignis vor 13.5 ^{14}C ka BP — Übergang zur Bølling-Warmzeit

- Für dieses postglaziale Schmelzwasserereignis (SWE) prognostiziert das OGCM ein vollständiges Ausbleiben der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik. Der gesamte Weltozean wird über den Südozean ventiliert (Abb. 5.31). Die Zirkulation im Indo-Pazifik ändert sich dabei nur wenig gegenüber dem LGM-Experiment; dies steht im Widerspruch zum Bild eines globalen "Salzförderbandes", dessen globale Dynamik durch die Tiefenwasserbildungsrate im Nordatlantik gesteuert wird.

- Gegenüber dem heutigen Kontrollzustand werden während dieses SWEs ~ 180 Gt C zusätzlicher Kohlenstoff im Atlantik gespeichert. Dieser modellierte Wert stimmt sehr gut mit paläozeanographischen Abschätzungen überein (Tab. 5.14). Allerdings wirkt sich diese zusätzliche Kohlenstoffspeicherung im Boxmodell praktisch nicht auf den atmosphärischen CO_2 -Gehalt aus. Ursache hierfür ist eine massive, ozeaninterne Verlagerung von Kohlenstoff vom Indo-Pazifik bzw. Südozean in den Atlantik (Abb. 5.34).
- Beim Übergang vom SWE zur Bølling-Warmzeit besitzt der Modellozean das Potential, innerhalb von 200 a ~ 43 Gt C an die Atmosphäre abzugeben; dies entspricht einer $p\text{CO}_2$ -Zunahme um ~ 20 μatm . Der von White et al. (1994) postulierte $p\text{CO}_2$ -Anstieg um 85 μatm in 100 a läßt sich durch das Modell prinzipiell nicht simulieren, da die "Trägheit" des marinen Kohlenstoffkreislaufes dies nicht zuläßt. Unter der Annahme, daß das Boxmodell die Reaktionszeit des marinen Kohlenstoffkreislaufes richtig wiedergibt, sind neuere Eisbohrkernbefunde maximal mit einer $p\text{CO}_2$ -Zunahme um ~ 15 μatm zu vereinbaren. Das plausibelste Modellszenario ergibt sich, wenn eine terrestrische Kohlenstoffsénke (0.1 Gt C a^{-1}) in Verbindung mit reduzierten SSTs während des Bøllings den $p\text{CO}_2$ -Anstieg beim Übergang vom SWE zum Bølling dämpft. Dieses Ergebnis impliziert eine Zunahme der terrestrischen Biomasse um ~ 200 Gt C während des Bøllings.

d) Variationen der " ^{14}C -Uhr" während der Endphase der Eiszeitermination

- Modellierte ^{14}C -Plateaus, die durch Variationen der thermohalinen Zirkulation hervorgerufen werden, haben eine maximale Dauer von ~ 150 a (Abb. 6.5). Daher erscheint es nicht plausibel, die Abweichungen zwischen kalendarischen und Radiokohlenstoffaltern monokausal durch Schwankungen der Intensität der thermohalinen Zirkulation zu erklären. Stattdessen wird eine Kombination aus längerfristigen ^{14}C -Produktionsvariationen (ausgelöst durch Intensitätsänderungen des Erdmagnetfeldes) und zirkulationsinduzierten Schwankungen des atmosphärischen ^{14}C -Gehaltes als wahrscheinlichste Ursache angesehen.
- Ein auf paläozeanographischen Zeitreihen basierendes Zirkulationsszenario für den Zeitabschnitt vom Allerød bis zum Präboreal in Verbindung mit einem realistischen ^{14}C -Produktivitätsszenario (auf der Grundlage von Paläomagnetfeldmessungen) erlaubt eine gute quantitative Wiedergabe der tatsächlichen Abweichungen zwischen kalendarischen- und ^{14}C -Altern (Abb. 6.12) für dieses Zeitintervall.
- Im Gegensatz zur Annahme von Broecker (1997) folgt aus den Modellbefunden, daß die nahezu kontinuierliche $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ -Abnahme im Verlauf der Jüngeren Dryas durch eine Abnahme der ^{14}C -Produktionsrate und nicht durch einen kontinuierlichen Anstieg der ozeanischen ^{14}C -Aufnahme erzeugt wurde.

- Modellierte ^{14}C -Kalibrierkurven (Abb. 6.12) lassen sich prinzipiell zur "intelligenten" Interpolation zwischen den gemessenen Kalibrierpunkten einsetzen.

e) Zukünftige Aspekte

- Eine Anpassung der vertikalen Auflösung des Boxmodells an die des OGCMs (12 Schichten) erscheint sinnvoll. Es ist zu erwarten, daß einige Diskrepanzen zwischen Daten und Modellbefunden sich hierdurch minimieren ließen. Außerdem wäre es hierdurch möglich, die zeitaufwendige "manuelle" Übertragung der OGCM-Ergebnisse auf das Boxmodell zu automatisieren.
- Neue Untersuchungen am Byrd-Eisbohrkern deuten darauf hin, daß atmosphärische $p\text{CO}_2$ -Anomalien von $\sim 10 \mu\text{atm}$ mit Dansgaard-Oeschger-Ereignissen im Sauerstoffisotopenstadium 3 einhergehen (Stauffer et al., im Druck). Mit dem hier vorgestellten Boxmodell lassen sich auf der Grundlage von Zirkulationsvariationen sowie damit verknüpfter SST/SSS-Anomalien grundsätzlich $p\text{CO}_2$ -Anomalien in dieser Größenordnung erzeugen. Winton (1993) hat mit Hilfe eines gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modells Dansgaard-Oeschger-ähnliche Zyklen simuliert und die wesentlichen Modellelemente, die für das Zustandekommen dieser Oszillationen verantwortlich sind (atmosphärischer Süßwassertransport und ozeanische Konvektion in hohen Breiten), auf ein Boxmodell übertragen. Unter Berücksichtigung dieser Resultate soll versucht werden, das hier entwickelte Boxmodell zu "dynamisieren" und auf der Grundlage des LGM-Gleichgewichtszustandes die beobachteten $p\text{CO}_2$ -Variationen im Isotopenstadium 3 zu generieren.
- Berücksichtigt man die Ergebnisse zum SWE-Bølling Übergang (Abschn. 6.3), dann erscheint eine Erweiterung des Boxmodells um eine terrestrische Komponente des Kohlenstoffkreislaufes sinnvoll. Ein solches Modul wäre außerdem hilfreich, um die Auswirkungen der glazialen Verschiebung von C3- zu C4-Pflanzen (Cole und Monger, 1994) auf die Isotopenzusammensetzung der LGM-Atmosphäre zu untersuchen.

Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. und Carmack, E. C. 1994: The Arctic ocean and climate: A perspective. In: Johannessen, O. M., Muench, R. D. und Overland, J. E. (Hrsg.), The polar oceans and their role in shaping the global environment, Geophysical Monograph, Bd. 84. American Geophysical Union, Washington, D.C., 5-20.
- Adams, J. M., Faure, H., Faure-Denard, L., McGlade, J. M. und Woodward, F. I. 1990: Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present. *Nature*, **348**, 711-714.
- Adkins, J. F. und Boyle, E. A. 1997: Changing atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ and the record of deep water paleoventilation ages. *Paleoceanogr.*, **12**, 337-344.
- Alley, R. B., Meese, D. A., Shuman, C. A., Gow, A. J., Taylor, K. C., Grootes, P. M., White, J. W. C., Ram, M., Waddington, E. D., Mayewski, P. A. und Zielinski, G. A. 1993: Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, **362**, 527-529.
- Anderson, L. A. und Sarmiento, J. L. 1994: Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **8**, 65-80.
- Archer, D. 1991: Modeling the calcite lysocline. *J. Geophys. Res.*, **96C**, 17037-17050.
- Archer, D. und Maier-Reimer, E. 1994: Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO_2 concentration. *Nature*, **367**, 260-263.
- Archer, D., Kheshgi, H. und Maier-Reimer, E. 1997: Multiple timescales for neutralization of fossil fuel CO_2 . *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 405-408.
- Arrhenius, G. 1952: Reports of the swedish deep-sea expedition 1947-1948, Bd. 5: Sediment Cores from the East Pacific. Part I: Properties of the sediment and their distribution. Elanders Boktryckeri, Göteborg, 227 S.
- Arrhenius, S. 1896: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Phil. Mag.*, Ser. 5, **41**, 237-276.
- Atkinson, T. C., Briffa, K. R. und Coope, G. R. 1987: Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetles remains. *Nature*, **325**, 587-592.
- Bacastow, R. 1996: The effect of temperature change of the warm surface waters of the oceans on atmospheric CO_2 . *Glob. Biogeochem. Cycles*, **10**, 319-333.
- Bacastow, R. und Maier-Reimer, E. 1990: Ocean-circulation model of the carbon cycle. *Clim. Dyn.*, **4**, 95-125.
- Baes, J., CF und Killough, G. G. 1986: Chemical and biological processes in CO_2 -ocean models. In: Trabalka, J. R. und Reichle, D. E. (Hrsg.), The changing carbon cycle - a global analysis. Springer-Verlag, New York, 329-347.
- Bard, E. 1988: Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: Pale-oceanographic implications. *Paleoceanogr.*, **3**, 635-645.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G. und Zindler, A. 1990: Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, **345**, 405-410.
- Bard, E., Arnold, M., Fairbanks, R. G. und Hamelin, B. 1993: ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals. *Radiocarb.*, **35**, 191-199.
- Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Mélières, M.-A., Sonstegaard, E. und Duplessy, J.-C. 1994: The North Atlantic atmospheric-sea surface ^{14}C gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**, 275-287.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G. und Rougerie, F. 1996: Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, **382**, 241-244.
- Bard, E., Rostek, F. und Sonzogni, C. 1997: Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeothermometry. *Nature*, **385**, 707-710.
- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. und Lorius, C. 1987: Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 . *Nature*, **329**, 408-414.
- Becker, B., Kromer, B. und Trumborn, P. 1991: A stable-isotope tree-ring timescale of the late glacial/Holocene boundary. *Nature*, **353**, 647-649.
- Berger, W. H. 1977: Deep-sea carbonate and the deglaciation preservation spike in pteropods and foraminifera. *Nature*, **269**, 301-304.
- Berger, W. H. und Keir, R. S. 1984: Glacial-Holocene changes in atmospheric CO_2 and the deep-sea record. In: Hansen, J. E. und Takahashi, T. (Hrsg.), Climate processes and climate sensitivity. American Geophysical Union, Washington, D.C., 337-351.
- Berger, W. H., Smetacek, V. S. und Wefer, G. 1989: Ocean productivity and paleoproductivity - an overview. In: Berger, W. H., Smetacek, V. S. und Wefer, G. (Hrsg.), Productivity of the ocean: present and past. John Wiley and Sons, Chichester, 1-34.
- Berglund, B. E. 1979: The deglaciation of southern Sweden 13,500-10,000 B.P. *Boreas*, **8**, 89-118.
- Berkman, P. A. und Forman, S. L. 1996: Pre-bomb radiocarbon and reservoir correction for calcareous marine

- species in the Southern Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 363-366.
- Bird, M. I., Lloyd, J. und Farquhar, G. 1994: Terrestrial carbon storage at the LGM. *Nature*, **371**, 566.
- Bishop, J. K. B. 1989: Regional extremes in particulate matter composition and flux: effects on the chemistry of the ocean interior. In: Berger, W. H., Smetacek, V. und Wefer, G. (Hrsg.), *Productivity of the oceans: present and past*. John Wiley and Sons, New York, 117-137.
- Björck, S., Kromer, B., Johnsen, S., Bennike, O., Hammarlund, D., Lemdahl, G., Possnert, G., Rasmussen, T. L., Wohlfarth, B., Hammer, C. U. und Spurk, M. 1996: Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, **274**, 1155-1160.
- Björck, S., Rundgren, M., Ingólfsson, O. und Funder, S. 1997: The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. *Lundqua Thesis*, **40**, 1-14 (App. VI).
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U. und Raisbeck, G. (einger.): Lead of Antarctica over Greenland climate change during the last glacial. *Nature*.
- Boden, P., Fairbanks, R. G., Wright, J. D. und Burckle, L. H. 1997: High-resolution stable isotope records from southwest Sweden: The drainage of the Baltic Ice Lake and Younger Dryas ice margin oscillations. *Paleoceanogr.*, **12**, 39-49.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. und Ivy, S. 1992: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, **360**, 245-249.
- Boyle, E. A. 1988a: Cadmium: Chemical tracer of deepwater paleoceanography. *Paleoceanogr.*, **3**, 471-489.
- Boyle, E. A. 1988b: The role of vertical fractionation in controlling late Quaternary atmospheric carbon dioxide. *J. Geophys. Res.*, **93C**, 15701-15714.
- Boyle, E. 1988c: Vertical oceanic nutrient fractionation and glacial/interglacial CO₂ cycles. *Nature*, **331**, 55-56.
- Boyle, E. A. 1992: Cadmium and $\delta^{13}\text{C}$ paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **20**, 245-287.
- Boyle, E. A. und Keigwin, L. D. 1987: North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature*, **330**, 35-40.
- Boyle, E. und Rosenthal, Y. 1996: Chemical hydrography of the South Atlantic during the last glacial maximum: Cd vs. $\delta^{13}\text{C}$. In: Wefer, G., Berger, W. H., Siedler, G. und Webb, D. J. (Hrsg.), *The South Atlantic*. Springer Verlag, Berlin, 423-443.
- Boyle, E. A., Labeyrie, L. und Duplessy, J. C. 1995: Calcitic foraminiferal data confirmed by cadmium in aragonitic *Hoeglundina*: Application to the last glacial maximum in the northern Indian Ocean. *Paleoceanogr.*, **10**, 881-900.
- Brand, L. E. 1991: Minimum iron requirements of marine phytoplankton and the implications for the biogeochemical control of new production. *Limnol. Oceanogr.*, **36**, 1756-1771.
- Broecker, W. S. 1982: Ocean chemistry during glacial times. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1689-1705.
- Broecker, W. S. 1987: The biggest chill. *Nat. Hist.*, **96**, 74-82.
- Broecker, W. S. 1991: The great ocean conveyor. *Oceanogr.*, **4**, 79-89.
- Broecker, W. S. 1992: The glacial world according to Wally. *Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades*. 289 S.
- Broecker, W. S. 1993: An oceanographic explanation for the apparent carbon isotope-cadmium discordancy in the glacial Antarctic? *Paleoceanogr.*, **8**, 137-139.
- Broecker, W. S. 1997: Thermohaline circulation, the Achilles Heel of our climate system: Will man-made CO₂ upset the current balance? *Science*, **278**, 1582-1588.
- Broecker, W. S. und Peng, T.-H. 1974: Gas exchange rates between air and sea. *Tellus*, **26**, 21-35.
- Broecker, W. S. und Peng, T.-H. 1982: Tracers in the sea. *Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York*. 690 S.
- Broecker, W. S. und Peng, T.-H. 1986: Carbon cycle: 1985 Glacial to interglacial changes in the operation of the glacial carbon cycles. *Radiocarb.*, **28**, 309-327.
- Broecker, W. S. und Peng, T.-H. 1987: The role of CaCO₃ compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO₂ change. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **1**, 15-29.
- Broecker, W. S. und Peng, T.-H. 1989: The cause of the glacial to interglacial difference atmospheric CO₂ change: a polar alkalinity hypothesis. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **3**, 215-239.
- Broecker, W. S. und Peng, T.-H. 1993a: Greenhouse Puzzles, Part II. *Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades*. 57 S.
- Broecker, W. S. und Peng, T.-H. 1993b: What caused the glacial to interglacial CO₂ change? In: Heimann, M. (Hrsg.), *The Global Carbon Cycle*. Springer-Verlag, Berlin, 95-116.
- Broecker, W. S., Peteet, D. M. und Rind, D. 1985: Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, **315**, 21-26.

- Broecker, W. S., Peng, T.-S., Trumbore, S., Bonani, G. und Wolfli, W. 1990: The distribution of radiocarbon in the glacial ocean. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **4**, 103-117.
- Bruland, K. W., Bienfang, P. K., Bishop, J. K. B., Eglington, G., Ittekkot, V. A. W., Lampitt, R., Sarnthein, M., Thiede, J., Walsh, J. J. und Wefer, G. 1989: Group report - flux to the seafloor. *In*: Berger, W. H., Smetacek, V. S. und Wefer, G. (Hrsg.), *Productivity of the ocean: present and past*. John Wiley and Sons, New York, 193-215.
- Butcher, S. S., Charlson, R. J., Orians, G. H. und Wolfe, G. V. (Hrsg.) 1992: *Global biogeochemical cycles*. Academic Press, London. 379 S.
- Caspers, G., Jordan, H., Merkt, J., Meyer, K.-D., Müller, H. und Streif, H. 1995: Niedersachsen. *In*: Benda, L. (Hrsg.), *Das Quartär Deutschlands*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 23-58.
- Chappellaz, J., Blunier, T., Raynaud, D., Barnola, J. M., Schwander, J. und Stauffer, B. 1993: Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP. *Nature*, **366**, 443-445.
- Charles, C. D. und Fairbanks, R. G. 1990: Glacial to interglacial changes in the isotopic gradients of Southern Ocean surface waters. *In*: Bleil, U. und Thiede, J. (Hrsg.), *Geological History of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 519-538.
- Charles, C. D. und Fairbanks, R. G. 1992: Evidence from Southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate. *Nature*, **355**, 416-419.
- Chen, M. T., Huang, C. Y. und Wei, K. Y. 1997: 25,000-year late Quaternary records of carbonate preservation in the South China Sea. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **129**, 155-169.
- Clapperton, C. M., Hall, M., Mothes, P., Hole, M. J., Still, J. W., Helmens, K. F., Kuhry, P. und Gemmell, A. M. D. 1997: A Younger Dryas icecap in the equatorial Andes. *Quat. Res.*, **47**, 13-28.
- CLIMAP Project Members 1981: Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America. Map and Chart Series. Map MC-36.
- Codispoti, L. 1997: The limits to growth. *Nature*, **387**, 237-238.
- Cole, D. R. und Monger, H. C. 1994: Influence of atmospheric CO₂ on the decline of C4 plants during the last deglaciation. *Nature*, **368**, 533-536.
- Colinvaux, P. A., De Oliveira, P. E., Moreno, J. E., Miller, M. C. und Bush, M. B. 1996: A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times. *Science*, **274**, 85-88.
- Copin-Montegut, C. und Copin-Montegut, G. 1983: Stoichiometry of carbon, nitrogen, and phosphorous in marine particulate matter. *Deep Sea Res.*, **30**, 31-46.
- Cox, M. D. 1984: A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean, GFDL Ocean Group Technical Report No. 1. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton University, Princeton. 103 S.
- Crowley, T. J. 1995: Ice age terrestrial carbon changes revisited. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **9**, 377-389.
- Crowley, T. J. und North, G. R. 1991: *Paleoclimatology*. Oxford Univ. Press, New York. 339 S.
- Curry, W. B. und Oppo, D. W. 1997: Synchronous, high-frequency oscillations in tropical sea surface temperatures and North Atlantic Deep Water production during the last glacial cycle. *Paleoceanogr.*, **12**, 1-14.
- Curry, W. B., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L. D. und Shackleton, N. J. 1988: Changes in the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciation and the Holocene. *Paleoceanogr.*, **3**, 317-341.
- Damon, P. E. und Sternberg, R. E. 1989: Global production and decay of radiocarbon. *Radiocarb.*, **31**, 697-703.
- Dansgaard, W., White, J. W. C. und Johnsen, S. J. 1989: The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, **339**, 532-534.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J. und Bond, G. 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core-record. *Nature*, **364**, 218-220.
- de Baar, H. J. W. 1994: von Liebig's law of the minimum and plankton ecology (1899-1991). *Prog. Oceanogr.*, **33**, 347-386.
- de Baar, H. J. W., Saager, P. M., Nolting, R. F. und Vandermeer, J. 1994: Cadmium versus Phosphate in the World Ocean. *Mar. Chem.*, **46**, 261-281.
- Denman, K., Hofmann, E. und Marchant, H. 1996: Marine biotic responses to environmental change and feedbacks to climate. *In*: Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattenberg, A. und Maskell, K. (Hrsg.), *Climate change 1995*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 486-516.
- Denton, G. H. und Hendy, C. H. 1994: Younger Dryas age advance of Franz Josef glacier in the southern Alps of New Zealand. *Science*, **264**, 1434-1437.
- Denton, G. H., Bockheim, J. G., Wilson, S. C. und Stuiver, M. 1989: Late Wisconsinian and early Holocene glacial history, inner Ross embayment, Antarctica. *Quat. Res.*, **31**, 151-182.
- Deuflhard, P. 1989, Numerik von Anfangswertmethoden für gewöhnliche Differentialgleichungen. Tech. Rep. TR 89-2, Konrad-Zuse-Zentrum für Informationstechnik Berlin. 224 S.
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C. und Bilodeau, G. 1996: Reduced meltwater outflow from the Laurentide ice margin during the Younger Dryas. *Nature*, **381**, 774-777.

- de Vernal, A. et al. 1997: Sea-surface conditions in the northwest North Atlantic during the Last Glacial Maximum. GEOTOP contribution # 97-001, <<http://www.unites.uqam.ca/geotop/18ka.html>>.
- Dickson, R. R. und Brown, J. 1994: The Production of North Atlantic Deep Water - Sources, Rates, and Pathways. *J. Geophys. Res.*, **99C**, 12319-12341.
- Dugdale, R. C. 1967: Nutrient limitation in the sea: dynamics, identification, and significance. *Limnol. Oceanogr.*, **12**, 685-695.
- Duplessy, J.-C. 1982: Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean. *Nature*, **295**, 494-498.
- Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D. und Kallel, N. 1988: Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanogr.*, **3**, 343-360.
- Duplessy, J.-C., Arnold, M., Bard, E., Julliet-Lerclerc, A., Kallel, N. und Labeyrie, L. 1989: AMS ^{14}C study of transient events and of the ventilation rate of the Pacific intermediate water during the last deglaciation. *Radiocarb.*, **31**, 493-502.
- Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Julliet-Lerclerc, A., Duprat, J. und Sarnthein, M. 1991: Surface salinity reconstruction of the North Atlantic ocean during the last glacial maximum. *Oceanol. Acta*, **14**, 311-324.
- Duplessy, J.-C., Arnold, M., Bard, E., Labeyrie, L., Duprat, J. und Moyes, J. 1992a: Glacial-to-interglacial changes in ocean circulation. In: Taylor, R. E., Long, A. und Kra, R. S. (Hrsg.), *Radiocarbon after four decades*. Springer-Verlag, New York, 62-74.
- Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Arnold, M., Paterne, M., Duprat, J. und van Weering, T. C. E. 1992b: Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature*, **358**, 485-488.
- Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Paterne, M., Hovine, S., Fichet, T., Duprat, J. und Labracherie, M. 1996: High latitude deep water sources during the last glacial maximum and the intensity of the global oceanic circulation. In: Wefer, G., Berger, W. H., Siedler, G. und Webb, D. J. (Hrsg.), *The South Atlantic*. Springer Verlag, Berlin, 445-460.
- Dutrieux, A., Berger, A., Loutre, M. F. und Tricot, C. 1996: Classical Feedback method and separation factor method: comparison and application to 0-D energy balance model. Institut d'Astronomie et de Géophysique George Lemaître, Progress Report 1996/3, 10 S.
- Dwyer, G. S., Cronin, T. M., Baker, P. A., Raymo, M. E., Buzas, J. S. und Corregge, T. 1995: North Atlantic deepwater temperature change during late Pliocene and late Quaternary climatic cycles. *Science*, **270**, 1347-1351.
- Emerson, S. R. und Archer, D. 1990: Calcium carbonate preservation in the ocean. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **331**, 29-40.
- Fairbanks, R. G. 1989: A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
- Fairbanks, R. G., Charles, C. D. und Wright, J. D. 1992: Origin of global meltwater pulses. In: Taylor, R. E., Long, A. und Kra, R. S. (Hrsg.), *Radiocarbon after four decades*. Springer-Verlag, New York, 473-500.
- Falkowski, P. G. 1997: Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of CO_2 in the ocean. *Nature*, **387**, 272-275.
- Fasham, M. J. R., Ducklow, H. W. und McKelvie, S. M. 1990: A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *J. Mar. Res.*, **48**, 591-639.
- Fatunla, S. O. 1988: Numerical methods for initial value problems in ordinary differential equations. Academic Press, Inc., Boston. 295 S.
- Fichet, T., Hovine, S. und Duplessy, J.-C. 1994: A model study of the Atlantic thermohaline circulation during the last glacial maximum. *Nature*, **372**, 252-255.
- Fieg, K. 1996: Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten. *Ber. Polarforsch.*, **206**, 1-128.
- Figge, R. A. und White, J. W. C. 1995: High-resolution Holocene and late glacial atmospheric CO_2 record: Variability tied to changes in thermohaline circulation. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **9**, 391-403.
- Foldvik, A. und Gammelsrød, T. 1988: Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**, 3-17.
- Fowler, S. W. und Knauer, G. A. 1986: Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column. *Prog. Oceanogr.*, **16**, 147-194.
- François, R., Altabet, M. A., Yu, E.-F., Sigman, D. M., Bacon, M. P., Frank, M., Bohrmann, G., Bareille, G. und Labeyrie, L. D. 1997: Contribution of Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO_2 concentrations during the last glacial period. *Nature*, **389**, 929-935.
- Frew, R. D. 1995: Antarctic Bottom Water formation and the global cadmium to phosphorus relationship. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2349-2352.
- Friedli, H., Moor, E., Oeschger, H., Siegenthaler, U. und Stauffer, B. 1984: $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratios in CO_2 extracted from Antarctic ice. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 1145-1148.

- Gargett, A. E. 1984: Vertical eddy diffusivity in the ocean interior. *J. Mar. Res.*, **42**, 359-393.
- Goede, A., McDermott, F., Hawkesworth, C., Webb, J. und Finlayson, B. 1996: Evidence of Younger Dryas and neoglacial cooling in a late quaternary palaeotemperature record from a speleothem in eastern Victoria, Australia. *J. Quat. Sci.*, **11**, 1-7.
- Goericke, R., Montoya, J. P. und Fry, B. 1994: Physiology of isotopic fractionation in algae and cyanobacteria. In: Lajtha, K. und Michener, R. H. (Hrsg.), *Stable isotopes in ecology and environmental science*. Blackwell Scientific Publications, London, 187-221.
- Gooday, A. J. 1988: A response by benthic foraminifera to the deposition of phytodetritus in the deep-sea. *Nature*, **332**, 70-73.
- Gordon, A. L., Huber, B. A., Hellmer, H. H. und Field, A. 1993: Deep and bottom water of the Weddell Sea's western rim. *Science*, **262**, 95-97.
- Gränerich, W. H. H. 1994: Messung beendet - was nun? vdf, Hochschulverlag an der ETH Zürich, Zürich. 156 S.
- Grootes, P. M. 1995: Ice cores as archives of decade-to-century-scale climate variability. In: Martinson, D. G., Bryan, K., Ghil, M., Hall, M. M., Karl, T. R., Sarachik, E. S., Sorooshian, S. und Talley, L. D. (Hrsg.), *Natural climate variability on decade-to-century time scales*. National academy Press, Washington, D.C., 544-554.
- Guilderson, T. P., Fairbanks, R. G. und Rubenstone, J. L. 1994: Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change. *Science*, **263**, 663-665.
- Guiot, J., de Beaulieu, J. L., Cheddadi, R., David, F., Pöhl, P. und Reille, M. 1993: The climate in western Europe during the last glacial/interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **103**, 73-93.
- Guyodo, Y. und Valet, J. P. 1996: Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records: The past 200,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**, 23-36.
- Hald, M. und Aspeli, R. 1997: Rapid climatic shifts of the northern Norwegian Sea during the last deglaciation and the Holocene. *Boreas*, **26**, 15-28.
- Harden, J. W., Sundquist, E. T., Stallard, R. F. und Mark, R. K. 1992: Dynamics of soil carbon during deglaciation of the Laurentide ice sheet. *Science*, **258**, 1921-1924.
- Heim, M. und Sand-Jensen, K. 1997: CO₂ increases oceanic primary production. *Nature*, **388**, 526-527.
- Heimann, M. und Monfray, P. 1989: Spatial and temporal variation of the gas exchange coefficient for CO₂: 1. Data analysis and global validation. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report, **31**, 1-29.
- Heinze, C. 1990: Zur Erniedrigung des atmosphärischen Kohlendioxidgehalts durch den Weltozean während der letzten Eiszeit. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Examensarbeit **3**, 1-180.
- Heinze, C. 1994: Glacial ocean carbon cycle modeling. In: Zahn, R., Pedersen, T. F., Kaminski, M. A. und Labeyrie, L. D. (Hrsg.), *Carbon cycling in the glacial ocean: constraints on the ocean's role in global change*. Springer Verlag, Berlin, 15-37.
- Heinze, C. und Broecker, W. S. 1995: Closing off the Southern Ocean surface. *Paleoceanogr.*, **10**, 49-58.
- Heinze, C. und Hasselmann, K. 1993: Inverse multiparameter modeling of paleoclimate carbon cycle indices. *Quat. Res.*, **40**, 281-296.
- Herguera, J. C. und Berger, W. H. 1994: Glacial to Postglacial Drop in Productivity in the Western Equatorial Pacific - Mixing Rate vs Nutrient Concentrations. *Geology*, **22**, 629-632.
- Herguera, J. C., Jansen, E. und Berger, W. H. 1992: Evidence for a bathyal front at 2000 m depth in the glacial Pacific, based on a depth transect on Ontong Java Plateau. *Paleoceanogr.*, **7**, 273-288.
- Hesshaimer, V., Heimann, M. und Levin, I. 1994: Radiocarbon evidence for a smaller oceanic carbon dioxide sink than previously believed. *Nature*, **370**, 201-203.
- Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Bruce, J., Heosung Lee, Callander, B. A., Haites, E., Harris, N. und Maskell, K. (Hrsg.) 1995: *Climate Change 1994: Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenarios*. Cambridge University Press, Cambridge. 339 S.
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Peterson, L. C. und Trumbore, S. 1996: Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. *Nature*, **380**, 51-54.
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Lehman, S. J., Kashgarian, M., Southon, J., Peterson, L. C., Alley, R. und Sigman, D. M. 1998: Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature*, **391**, 65-68.
- Hughes, T. 1987: Ice dynamics and deglaciation models when ice sheets collapsed. In: Ruddiman, W. F. und Wright, H. E. (Hrsg.), *North America and adjacent oceans during the last deglaciation*, The Geology of North America, K-3. Boulder, Geol. Soc. Am., 183-220.
- Ingólfsson, O., Björck, S., Haflidason, H. und Rundgren, M. 1997: Glacial and climatic events on Iceland reflecting regional North Atlantic climatic shifts during the Pleistocene-Holocene transition. *Lundqua Thesis*, **40**, 1-10 (App. II).
- Jansen, E. und Veum, T. 1990: Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation. *Nature*, **343**, 612-616.

- Jasper, J. P., Hayes, J. M., Mix, A. C. und Prahl, F. G. 1994: Photosynthetic fractionation of ^{13}C and concentrations of dissolved CO_2 in the central equatorial Pacific during the last 255,000 years. *Paleoceanogr.*, **9**, 781-798.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. und Steffensen, J. P. 1992: Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, **359**, 311-313.
- Jones, G. A. und Keigwin, L. D. 1988: Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation. *Nature*, **336**, 56-59.
- Joos, F., Orr, J. C. und Siegenthaler, U. 1997: Ocean carbon transport in a box-diffusion versus a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **102C**, 12367-12388.
- Jouzel, J., Vaikmae, R., Petit, J. R., Martin, M., Duclos, Y., Stievenard, M., Lorius, C., Toots, M., Mélières, M. A., Burckle, L. H., Barkov, N. I., Kotlyakov, V. M. 1995: The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Clim. Dyn.*, **11**, 151-161.
- Jung, S. J. A. 1996: Wassermassenaustausch zwischen NE-Atlantik und Nordmeer während der letzten 300.000/80.000 Jahre im Abbild stabiler O- und C-Isotope. Ber. SFB 313, Univ. Kiel, **61**, 1-104.
- Kallel, N., Labeyrie, L. D., Julliet-Lerclerc, A. und Duplessy, J.-C. 1988: A deep hydrological front between intermediate and deep-water masses in the glacial Indian Ocean. *Nature*, **333**, 651-655.
- Keeling, C. D. 1981: The modelling of rare isotopic carbon with regard to notations. In: Bolin, B. (Hrsg.), Carbon cycle modelling, SCOPE, 16. John Wiley and Sons, Chichester, 89-94.
- Keeling, R. F., Piper, S. C. und Heimann, M. 1996: Global and hemispheric CO_2 sinks deduced from changes in atmospheric O_2 concentration. *Nature*, **381**, 218-221.
- Keigwin, L. D. 1987: North Pacific deep water formation during the last glaciation. *Nature*, **330**, 362-364.
- Keir, R. S. 1988: On the late Pleistocene ocean chemistry and circulation. *Paleoceanogr.*, **3**, 413-445.
- Keir, R. S. 1990: Reconstructing the ocean carbon system variation during the last 150,000 years according to the Antarctic nutrient hypothesis. *Paleoceanogr.*, **5**, 253-276.
- Keir, R. S. 1991: The effect of vertical nutrient redistribution on surface ocean $\delta^{13}\text{C}$. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **5**, 351-358.
- Keir, R. 1993: Cold surface ocean ventilation and its effect on atmospheric CO_2 . *J. Geophys. Res.*, **98C**, 849-856.
- Kennett, J. P. und Ingram, B. L. 1995: A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin. *Nature*, **377**, 510-514.
- Kern, R. A. und Schlesinger, W. H. 1992: Carbon stores in vegetation. *Nature*, **357**, 447-448.
- Knox, F. und McElroy, M. B. 1984: Changes in atmospheric CO_2 : influence of the marine biota at high latitude. *J. Geophys. Res.*, **89D**, 4629-4637.
- Koç, N., Jansen, E. und Haflidason, H. 1993: Paleocceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian Seas through the last 14 ka based on diatoms. *Quat. Sci. Rev.*, **12**, 115-140.
- Koç, N., Jansen, E., Hald, M. und Labeyrie, L. 1996: Late glacial-Holocene sea surface temperatures and gradients between the North Atlantic and the Norwegian Sea: implications for the Nordic heat pump. In: Andrews, J. T., Austin, W. E. N., Bergsten, H. und Jennings, A. E. (Hrsg.), Late Quaternary paleoceanography of the North Atlantic margins, Geological Society Special Publication, 111. Geol. Soc., London, 177-185.
- Koç Karpuz, N. und Jansen, E. 1992: A high resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: Documentation of rapid climatic changes. *Paleoceanogr.*, **7**, 499-520.
- Kumar, N., Gwiazda, R., Anderson, R. F. und Froelich, P. N. 1993: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratios in sediments as a proxy for past changes in Southern Ocean productivity. *Nature*, **362**, 45-48.
- Kumar, N., Anderson, R. F., Mortlock, R. A., Froelich, P. N., Kubik, P., Dittrich-Hannen, B. und Suter, M. 1995: Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean. *Nature*, **378**, 675-680.
- Kutzbach, J. E. 1992: Modeling large climatic changes of the past. In: Trenberth, K. E. (Hrsg.), Climate system modeling. Cambridge University Press, Cambridge, 669-688.
- Kvasov, D. D. und Blazhchishin, A. I. 1978: The key to sources of the Pliocene and Pleistocene glaciation is at the bottom of the Barents Sea. *Nature*, **273**, 138-140.
- Labeyrie, L. D., Duplessy, J. C. und Blanc, P. L. 1987: Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, **327**, 477-482.
- Labracherie, M., Labeyrie, L. D., Duprat, J., Bard, E., Arnold, M., Pichon, J.-J. und Duplessy, J.-C. 1989: The last deglaciation in the Southern Ocean. *Paleoceanogr.*, **4**, 629-638.
- Laj, C., Mazaud, A. und Duplessy, J.-C. 1996: Geomagnetic intensity and ^{14}C abundance in the atmosphere and ocean during the past 50 kyr. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2045-2048.
- Lajtha, K. und Marshall, J. D. 1994: Sources of variation in the stable isotopic composition of plants. In: Lajtha, K. und Michener, R. H. (Hrsg.), Stable isotopes in ecology and environmental science. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1-21.
- Lajtha, K. und Michener, R. H. (Hrsg.) 1994: Stable isotopes in ecology and environmental science. Blackwell

- Scientific Publications, Oxford. 316 S.
- Lalli, C. M. und Parsons, T. 1993: Biological oceanography. Pergamon Press, Oxford. 301 S.
- Lampitt, R. S. 1996: Snow falls in the open ocean. In: Summerhayes, C. P. und Thorpe, S. A. (Hrsg.), Oceanography. Manson Publishing, London, 96-112.
- Larqué, L., Maamaatuaiahutapu, K. und Garçon, V. 1997: On the intermediate and deep water flows in the South Atlantic Ocean. J. Geophys. Res., **102C**, 12425-12440.
- Lautenschlager, M., Mikolajewicz, U., Maier-Reimer, E. und Heinze, C. 1992: Application of ocean models for the interpretation of atmospheric general circulation model experiments on the climate of the last glacial maximum. Paleoceanogr., **7**, 769-782.
- Lehman, B., Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., Paterne, M. und Labeyrie, L. 1996: Relative changes of the geomagnetic field intensity during the last 280 kyear from piston cores in the Açores area. Phys. Earth Planet. Inter., **93**, 269-284.
- Lehman, S. J. und Keigwin, L. D. 1992: Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. Nature, **356**, 757-762.
- Lehman, S. J., Jones, G. A., Keigwin, L. D., Andersen, E. S., Butenko, G. und Östmo, S.-R. 1991: Initiation of Fennoscandia ice-sheet retreat during the last glaciation. Nature, **349**, 513-516.
- Lemoine, F., Salvignac, M. E., Labeyrie, L., Arnold, M., Paterne, M., Labracherie, M., Pichon, J. J. und Waelbroeck, C. 1997: Massive meltwater events recorded in Southern Ocean's deep sea cores. Terra Nova, **9**, 619. (EUG 9, Strasbourg, 23.-27. März).
- Leuenberger, M., Siegenthaler, U. und Langway, C. C. 1992: Carbon isotope composition of atmospheric CO₂ during the last ice age from an Antarctic ice core. Nature, **357**, 488-490.
- Levitus, S. und Boyer, T. P. 1994: World Ocean Atlas 1994, Bd. 4 (Temperature). NOAA Natl. Environ. Satell. Data and Inf. Ser., Washington, D.C. 117 S.
- Levitus, S., Conkright, M. E., Reid, J. L., Najjar, R. G. und Mantyla, A. 1993: Distribution of Nitrate, Phosphate and Silicate in the World Oceans. Prog. Oceanogr., **31**, 245-273.
- Levitus, S., Burgett, R. und Boyer, T. P. 1994: World Ocean Atlas 1994, Bd. 3 (Salinity). NOAA Natl. Environ. Satell. Data and Inf. Ser., Washington, D.C. 99 S.
- Léziné, A. M. und Deneffe, M. 1997: Enhanced anticyclonic circulation in the eastern North Atlantic during cold intervals of the last deglaciation inferred from deep-sea pollen records. Geology, **25**, 119-122.
- Liss, P. S. und Merlivat, L. 1986: Air-sea gas exchange rates: introduction and synthesis. In: Buat-Ménard, P. (Hrsg.), The role of air-sea exchange in geochemical cycling. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 113-127.
- Livingstone, D. A., 1997: How cool was tropical Africa during the last ice age? ASLO 97: Aquatic Sciences Meeting, Santa Fé, New Mexico, 10.-14. Februar.
- Lorenz, S., Grieger, B., Helbig, P. und Herterich, K. 1996: Investigating the sensitivity of the atmospheric general circulation model ECHAM 3 to paleoclimatic boundary conditions. Geol. Rundsch., **85**, 513-524.
- Lotter, A. F. 1991: Absolute dating of the late-glacial period in Switzerland using annually laminated sediments. Quat. Res., **35**, 321-330.
- Lowell, T. V., Heusser, C. J., Andersen, B. G., Moreno, P. I., Hauser, A., Heusser, L. E., Schlüchter, C., Marchant, D. R. und Denton, G. H. 1995: Interhemispheric correlation of late pleistocene glacial events. Science, **269**, 1541-1549.
- Lyle, M. 1988: Climatically forced organic carbon burial in equatorial Atlantic and Pacific Oceans. Nature, **335**, 529-532.
- Lyle, M. und Pisias, N. 1990: Ocean circulation and atmospheric CO₂ changes: Coupled use of models and paleoceanographic data. Paleoceanogr., **5**, 15-41.
- Lyle, M., Prahl, F. G. und Sparrow, M. A. 1992: Upwelling and productivity changes inferred from a temperature record in the central equatorial Pacific. Nature, **355**, 812-815.
- Lynch-Stieglitz, J. und Fairbanks, R. G. 1994: A conservative tracer for glacial ocean circulation from carbon isotope and palaeonutrient measurements in foraminifera. Nature, **369**, 308-310.
- Lynch-Stieglitz, J., Stocker, T. F., Broecker, W. S. und Fairbanks, R. G. 1995: The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: Observations and modeling. Glob. Biogeochem. Cycles, **9**, 653-665.
- Macdonald, A. M. 1993: Property fluxes at 30°S and their implications for the Pacific-Indian throughflow and the global heat budget. J. Geophys. Res., **98C**, 6851-6868.
- Macdonald, A. M. und Wunsch, C. 1996: An estimate of global ocean circulation and heat fluxes. Nature, **382**, 436-439.
- Mackensen, A., Hubberten, H.-W., Bickert, T., Fischer, G. und Fütterer, D. K. 1993: The $\delta^{13}\text{C}$ in benthic foraminiferal tests of *Fontbotia Wuellerstofi* (Schwager) relative to $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in southern ocean deep water: Implications for glacial ocean circulation models. Paleoceanogr., **8**, 587-610.

- Maier-Reimer, E. 1993: Geochemical cycles in an ocean general circulation model. Preindustrial tracer distribution. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **7**, 645-677.
- Maier-Reimer, E. und Hasselmann, K. 1987: Transport and storage of CO₂ in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model. *Clim. Dyn.*, **2**, 63-90.
- Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U. und Hasselmann, K. 1993: Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 731-757.
- Manabe, S. und Broccoli, A. J. 1985: The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age. *J. Geophys. Res.*, **90D**, 2167-2190.
- Manabe, S. und Stouffer, R. J. 1995: Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. *Nature*, **378**, 165-167.
- Manabe, S. und Stouffer, R. J. 1997: Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: Comparison to Younger Dryas event. *Paleoceanogr.*, **12**, 321-336.
- Mangerud, J. 1987: The Allerød/Younger Dryas boundary. In: Berger, W. H. und Labeyrie, L. D. (Hrsg.), *Abrupt climatic change*. D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 163-171.
- Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E. und Donner, J. J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, **3**, 109-127.
- Manighetti, B. und McCave, I. N. 1995: Depositional fluxes, palaeoproductivity, and ice rafting in the NE Atlantic over the past 30 ka. *Paleoceanogr.*, **10**, 579-592.
- Marchal, O., Stocker, T. und Joos, F. (im Druck): A latitude-depth, circulation-biogeochemical ocean model for paleoclimate studies: Model development and sensitivities. *Tellus*.
- Marino, B. D., McElroy, M. B., Salawitch, R. J. und Spaulding, W. G. 1992: Glacial-to-interglacial variations in the carbon isotopic composition of atmospheric CO₂. *Nature*, **357**, 461-466.
- Martin, J. H. 1990: Glacial-interglacial CO₂ change: the iron hypothesis. *Paleoceanogr.*, **5**, 1-13.
- Martin, J. H., Knauer, G. A., Karl, D. M. und Broenkow, W. W. 1987: VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep Sea Res.*, **34**, 267-285.
- Mauritzen, C. 1996: Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. 1. Evidence for a revised circulation scheme. *Deep-Sea Res. I*, **43**, 769-806.
- Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Whitlow, S., Twickler, M. S., Morrison, M. C., Alley, R. B., Bloomfield, P. und Taylor, K. 1993: The atmosphere during the Younger Dryas. *Science*, **261**, 195-197.
- Mayewski, P. A., Twickler, M. S., Whitlow, S. I., Meeker, L. D., Yang, Q., Thomas, J., Kreutz, K., Grootes, P. M., Morse, D. L., Steig, E. J., Waddington, E. D., Saltzman, E. S., Whung, P. Y. und Taylor, K. C. 1996: Climate change during the last deglaciation in Antarctica. *Science*, **272**, 1636-1638.
- McCorkle, D. C., Keigwin, L. D., Corliss, B. H. und Emerson, S. R. 1990: The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanogr.*, **5**, 161-185.
- McIntyre, A. und Molino, B. 1996: Forcing of Atlantic equatorial and subpolar millennial cycles by precession. *Science*, **274**, 1867-1870.
- Meadows, P. S. und Campbell, J. I. 1988: *An introduction to marine science*. Blackie, Glasgow. 285 S.
- Mehrbach, C., Culberson, C. H., Hawley, J. E. und Pytkowicz, R. M. 1973: Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. *Limnol. Oceanogr.*, **18**, 897-907.
- Michel, E. 1991, *L'océan au dernier maximum glaciaire: Le cycle du carbone et la circulation*. Contraintes isotopiques et modélisation. Doktorarbeit, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay. 191 S.
- Michel, E., Labeyrie, L. D., Duplessy, J. C., Gorfli, N., Labracherie, M. und Turon, J. L. 1995: Could deep Subantarctic convection feed the world deep basins during the last glacial maximum? *Paleoceanogr.*, **10**, 927-941.
- Mikolajewicz, U. 1996: A meltwater induced collapse of the 'conveyor belt' thermohaline circulation and its influence on the distribution of $\Delta^{14}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the oceans. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report, **189**, 1-25.
- Millero, F. J. 1979: The thermodynamics of the carbonic acid system in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1651-1661.
- Millero, F. J. 1995: Thermodynamics of the carbon dioxide system in the oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 661-677.
- Mix, A. C. 1989: Influence of productivity variations on long-term atmospheric CO₂. *Nature*, **337**, 541-544.
- Molino, B. und McIntyre, A. 1990: Nutricline variation in the equatorial Atlantic coincident with the Younger Dryas. *Paleoceanogr.*, **5**, 997-1008.
- Mook, W. G. 1986: ^{13}C in atmospheric CO₂. *Netherlands J. Sea. Res.*, **20**, 211-233.
- Munhoven, G. und Francois, L. M. 1996: Glacial-interglacial variability of atmospheric CO₂ due to changing continental silicate rock weathering: A model study. *J. Geophys. Res.*, **101D**, 21423-21437.
- Murray, R. W., Leinen, M. und Isern, A. R. 1993: Biogenic Flux of Al to sediment in the central equatorial Pacific

- Ocean: Evidence for increased productivity during glacial periods. *Paleoceanogr.*, **8**, 651-670.
- Najjar, R. G. 1992: Marine biogeochemistry. In: Trenberth, K. E. (Hrsg.), *Climate system modeling*. Cambridge University Press, Cambridge, 241-280.
- Najjar, R. G., Sarmiento, J. L. und Toggweiler, J. R. 1992: Downward transport and fate of organic matter in the ocean: simulations with a general circulation model. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **6**, 45-76.
- Naqvi, W. A., Charles, C. D. und Fairbanks, R. G. 1994: Carbon and oxygen isotopic records of benthic foraminifera from the Northeast Indian Ocean: implications on glacial-interglacial atmospheric CO₂ changes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 99-110.
- Neftel, A., Oeschger, H., Staffelbach, T. und Stauffer, B. 1988: CO₂ record in Byrd ice core 50,000-5,000 years BP. *Nature*, **331**, 609-611.
- Nesje, A. und Dahl, S. O. 1993: Late glacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: a review. *Quat. Sci. Rev.*, **12**, 255-261.
- Ninnemann, U. S. und Charles, C. D. 1997: Regional differences in Quaternary Subantarctic nutrient cycling: Link to intermediate and deep water ventilation. *Paleoceanogr.*, **12**, 560-567.
- Nürnberg, C. C., Bohrmann, G., Schlüter, M. und Frank, M. 1997: Barium accumulation in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Results from 190,000-year records. *Paleoceanogr.*, **12**, 594-603.
- Oeschger, H., Siegenthaler, U., Schotterer, U. und Gugelmann, A. 1975: A box diffusion model to study carbon dioxide exchange in nature. *Tellus*, **27**, 168-192.
- Oeschger, H., Welten, M., Eicher, U., Möll, M., Riesen, T., Siegenthaler, U. und Wegmüller, S. 1980: ¹⁴C and other parameters during the Younger Dryas cold phase. *Radiocarb.*, **22**, 299-310.
- Oppo, D. W. und Fairbanks, R. G. 1987: Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern hemisphere modulation of the Southern Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**, 1-15.
- Oppo, D. W. und Lehman, S. J. 1993: Mid-depth circulation of the subpolar north Atlantic during the last glacial maximum. *Science*, **259**, 1148-1152.
- Overpeck, J. T., Webb, R. S. und Webb III, T. 1992: Mapping eastern North American vegetation change of the past 18 ka: No-analogs and the future. *Geology*, **20**, 1071-1074.
- Pacanowski, R., Dixon, K. und Rosati, A. 1993: The GFDL modular ocean model users guide, GFDL Ocean Group Technical Report No. 2. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton University, Princeton.
- Paillard, D., Ghil, M. und Letreut, H. 1993: Dissolved Organic Matter and the Glacial-Interglacial pCO₂ Problem. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **7**, 901-914.
- Paytan, A., Kastner, M. und Chavez, F. P. 1996: Glacial to interglacial fluctuations in productivity in the equatorial Pacific as indicated by marine barite. *Science*, **274**, 1355-1357.
- Pedersen, T. F., Nielsen, B. und Pickering, M. 1991: Timing of late Quaternary productivity pulses in the Panama basin and implications for atmospheric CO₂. *Paleoceanogr.*, **6**, 657-677.
- Peltier, W. R. 1994: Ice Age Paleotopography. *Science*, **265**, 195-201.
- Peng, T.-H. und Broecker, W. S. 1987: C/P Ratios in marine detritus. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **1**, 155-161.
- Peng, T.-H., Takahashi, T., Broecker, W. S. und Olafsson, J. 1987: Seasonal variability of carbon dioxide, nutrients and oxygen in the northern North Atlantic surface water: observations and a model. *Tellus*, **39B**, 439-458.
- Peterson, R. G. und Whitworth III, T. 1989: The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **94C**, 10817-10838.
- Pisias, N. G. und Mix, A. C. 1997: Spatial and temporal oceanographic variability of the eastern equatorial Pacific during the late Pleistocene: Evidence from Radiolaria microfossils. *Paleoceanogr.*, **12**, 381-393.
- Polovina, J. J., Mitchum, G. T. und Evans, G. T. 1995: Decadal and basin-scale variation in mixed layer depth and the impact on biological production in the Central and North Pacific, 1960-88. *Deep-Sea Res. I*, **42**, 1701-1716.
- Prentice, K. C. und Fung, I. Y. 1990: The sensitivity of terrestrial carbon storage to climate change. *Nature*, **346**, 48-51.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. und Flannery, B. P. 1992: *Numerical Recipes in FORTRAN*, 2. Aufl. Cambridge University Press, Cambridge. 963 S.
- Quay, P. D., Tilbrook, B. und Wong, C. S. 1992: Oceanic uptake of fossil fuel CO₂: Carbon-13 evidence. *Science*, **256**, 74-79.
- Rahmstorf, S. 1995: Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature*, **378**, 145-149.
- Rahmstorf, S. 1996: On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Clim. Dyn.*, **12**, 799-811.
- Rahmstorf, S. 1997: Risk of sea-change in the Atlantic. *Nature*, **388**, 825-826.
- Rahmstorf, S., Marotzke, J. und Willebrand, J. 1996: Stability of the thermohaline circulation. In: Krauss, W. (Hrsg.), *The warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 129-157.

- Rea, D. K. 1994: The Paleoclimatic Record Provided by Eolian Deposition in the Deep Sea - The Geologic History of Wind. *Rev. Geophys.*, **32**, 159-195.
- Redfield, A. C., Ketchum, B. H. und Richards, F. A. 1963: The influence of organisms on the composition of seawater. *In*: Hill, M. N. (Hrsg.), *The Sea*, Bd. 2. Interscience Publisher, New York, 26-77.
- Reid, J. R. 1996: On the circulation of the South Atlantic Ocean. *In*: Wefer, G., Berger, W. H., Siedler, G. und Webb, D. J. (Hrsg.), *The South Atlantic*. Springer Verlag, Berlin, 13-44.
- Rhode, H. 1992: Modeling biogeochemical cycles. *In*: Butcher, S. S., Charlson, R. J., Orians, G. H. und Wolfe, G. V. (Hrsg.), *Global biogeochemical cycles*. Academic Press, London, 55-72.
- Rice, S. K. und Giles, L. 1994: Climate in the Pleistocene. *Nature*, **371**, 111.
- Riebesell, U., Wolf-Gladrow, D. und Smetacek, V. 1993: Carbon dioxide limitation of marine phytoplankton growth rates. *Nature*, **361**, 249-251.
- Rind, D. und Peteet, D. 1985: Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates: Are they consistent? *Quat. Res.*, **24**, 1-22.
- Romanek, C. S., Grossman, E. L. und Morse, J. W. 1992: Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 419-430.
- Rostek, F., Ruhland, G., Bassinot, F. C., Müller, P. J., Labeyrie, L. D., Lancelot, Y. und Bard, E. 1993: Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records. *Nature*, **364**, 319-321.
- Ruddiman, W. F. 1987: Northern oceans. *In*: Ruddiman, W. F. und Wright, H. E., Jr. (Hrsg.), *North America and adjacent oceans during the last deglaciation*, *The Geology of North America*, K-3. Boulder, Geol. Soc. America, 137-154.
- Sakai, K. und Peltier, W. R. 1996: A multibasin reduced model of the global thermohaline circulation: Paleoceanographic analyses of the origins of ice-age climate variability. *J. Geophys. Res.*, **101C**, 22535-22562.
- Saltzman, B. und Verbitsky, M. Y. 1993: Multiple instabilities and modes of glacial rhythmicity in the Plio-Pleistocene: A general theory of late Cenozoic climate change. *Clim. Dyn.*, **9**, 1-15.
- Sambrotto, R. N., Savidge, G., Robinson, C., Boyd, P., Takahashi, T., Karl, D. M., Langdon, C., Chipman, D., Marra, J. und Codispoti, L. 1993: Elevated consumption of carbon relative to nitrogen in the surface ocean. *Nature*, **363**, 248-250.
- Sancetta, C. 1992: Primary production in the glacial North Atlantic and North Pacific oceans. *Nature*, **360**, 249-251.
- Sanyal, A., Hemming, N. G., Hanson, G. N. und Broecker, W. S. 1995: Evidence for a higher pH in the glacial ocean from boron isotopes in foraminifera. *Nature*, **373**, 234-236.
- Sarmiento, J. L. 1992: Biogeochemical ocean models. *In*: Trenberth, K. E. (Hrsg.), *Climate system modeling*. Cambridge University Press, Cambridge, 519-551.
- Sarmiento, J. L. und Toggweiler, J. R. 1984: A new model for the role of the oceans in determining atmospheric $p\text{CO}_2$. *Nature*, **308**, 621-624.
- Sarmiento, J. L., Toggweiler, J. R. und Najjar, R. 1988: Ocean carbon-cycle dynamics and atmospheric $p\text{CO}_2$. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 325**, 3-21.
- Sarmiento, J. L., Orr, J. C. und Siegenthaler, U. 1992: A perturbation simulation of CO_2 uptake in an ocean general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **97C**, 3621-3645.
- Sarnthein, M., Tetzlaff, G., Koopmann, B., Wolter, K. und Pflaumann, U. 1981: Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and North-West Africa. *Nature*, **293**, 193-196.
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.-C. und Fontugne, M. R. 1988: Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: Influence on CO_2 reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. *Paleoceanogr.*, **3**, 361-399.
- Sarnthein, M., Jansen, E., Arnold, M., Duplessy, J. C., Erlenkeuser, H., Flatoy, A., Veum, T., Vogelsang, E. und Weinelt, M. S. 1992: $\delta^{18}\text{O}$ Time-slice reconstruction of meltwater anomalies at Termination I in the North Atlantic between 50 and 80°N. *In*: Bard, E. und Broecker, W. S. (Hrsg.), *The last deglaciation: Absolute and radiocarbon chronologies*, NATO ASI Series, Bd. 12. Springer Verlag, Berlin, 183-200.
- Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S. J. A., Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H. und Ganssen, G. 1994: Changes in East Atlantic Deepwater Circulation over the Last 30,000 Years - 8 Time Slice Reconstructions. *Paleoceanogr.*, **9**, 209-267.
- Sarnthein, M., Jansen, E., Weinelt, M., Arnold, M., Duplessy, J. C., Erlenkeuser, H., Flatoy, A., Johannessen, G., Johannessen, T., Jung, S., Koc, N., Labeyrie, L., Maslin, M., Pflaumann, U. und Schulz, H. 1995: Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50°-80°N: A time-slice record of the last 30,000 years. *Paleoceanogr.*, **10**, 1063-1094.
- Schäfer-Neth, C. und Statteger, K. 1997: Meltwater pulses in the northern North Atlantic: retrodiction and forecast by numerical modelling. *Geol. Rundsch.*, **86**, 492-498.
- Schiller, A., Mikolajewicz, U. und Voss, R. 1997: The stability of the North Atlantic thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Clim. Dyn.*, **13**, 325-347.

- Schimmel, D., Enting, I. G., Heimann, M., Wigley, T. M. L., Raynaud, D., Alves, D. und Siegenthaler, U. 1995: CO₂ and the carbon cycle. In: Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Bruce, J., Hoesung Lee, Callander, B. A., Haites, E., Harris, N. und Maskell, K. (Hrsg.), *Climate Change 1994: Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenarios*. Cambridge University Press, Cambridge, 35-71.
- Schlitzer, R. 1998: Silicon, carbon and nutrient budgets in the Southern Ocean derived from historical data. EOS Trans. AGU, Ocean Science Meeting Suppl., **79**, OS156.
- Schlösser, P., Kromer, B., Bayer, R. und Münnich, K. O. 1989: ¹⁴C Profiles in the central Weddell Sea. Radiocarb., **31**, 544-556.
- Schmitz, W. J. 1995: On the interbasin-scale thermohaline circulation. Rev. Geophys., **33**, 151-173.
- Schneider, E. K. 1996: Flux correction and the simulation of changing climate. Ann. Geophys. - Atmosph. Hydrosph. and Space Sci., **14**, 336-341.
- Schrag, D. P., Hampt, G. und Murray, D. W. 1996: Pore fluid constraints on the temperature and oxygen isotopic composition of the glacial ocean. Science, **272**, 1930-1932.
- Schulz, H. 1995: Meeresoberflächentemperaturen vor 10.000 Jahren - Auswirkungen des frühholozänen Insolationseximums. Berichte - Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, **73**, 1-156.
- Seidov, D., Sarinthein, M., Stettger, K., Prien, R. und Weinelt, M. 1996: North Atlantic ocean circulation during the last glacial maximum and subsequent meltwater event: A numerical model. J. Geophys. Res., **101C**, 16305-16332.
- Shackleton, N. J. 1977: Carbon-13 in *Uvigerina*: Tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: Andersen, N. R. und Malahoff, A. (Hrsg.), *The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*. Plenum Press, New York, 401-427.
- Shackleton, N. J., Duplessy, J.-C., Arnold, M., Maurice, P., Hall, M. A. und Cartlidge, J. 1988: Radiocarbon age of last glacial Pacific deep water. Nature, **335**, 708-711.
- Shaffer, G. und Sarmiento, J. L. 1995: Biogeochemical cycling in the global ocean. 1. A new, analytical model with continuous vertical resolution and high-latitude dynamics. J. Geophys. Res., **100C**, 2659-2672.
- Siegenthaler, U. 1993: Modelling the present-day oceanic carbon cycle. In: Heimann, M. (Hrsg.), *The global carbon cycle*, NATO ASI Series, Bd. 15. Springer Verlag, Berlin, 367-395.
- Siegenthaler, U. und Joos, F. 1992: Use of a simple model for studying oceanic tracer distributions and the global carbon cycle. Tellus, **44B**, 186-207.
- Siegenthaler, U. und Münnich, K. O. 1981: ¹³C/¹⁴C fractionation during CO₂ transfer from air to sea. In: Bolin, B. (Hrsg.), *Carbon cycle modelling*, SCOPE, 16. John Wiley and Sons, Chichester, 249-257.
- Siegenthaler, U. und Oeschger, H. 1987: Biospheric CO₂ emissions during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. Tellus, **39B**, 140-154.
- Siegenthaler, U. und Wenk, T. 1984: Rapid atmospheric CO₂ variations and ocean circulation. Nature, **308**, 624-626.
- Siegenthaler, U., Heimann, M. und Oeschger, H. 1980: ¹⁴C variations caused by changes in the global carbon cycle. Radiocarb., **22**, 177-191.
- Sikes, E. L. und Keigwin, L. D. 1994: Equatorial Atlantic sea surface temperature for the last 30 kyr: A comparison of Uk'37, $\delta^{18}\text{O}$ and foraminiferal assemblage temperature estimates. Paleoceanogr., **9**, 31-45.
- Sirocko, F., Sarinthein, M., Erlenkeuser, H., Lange, H., Arnold, M. und Duplessy, J. C. 1993: Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years. Nature, **364**, 322-324.
- Six, K. D. und Maier-Reimer, E. 1996: Effects of plankton dynamics on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model. Glob. Biogeochem. Cycles, **10**, 559-583.
- Sowers, T. und Bender, M. 1995: Climate records covering the last deglaciation. Science, **269**, 210-214.
- Sowers, T., Bender, M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. und Orchard, J. 1991: The $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric O₂ from air inclusions in the Vostok ice core: Timing of CO₂ and ice volume changes during the penultimate deglaciation. Paleoceanogr., **6**, 679-696.
- Spero, H. J., Bijma, J., Lea, D. W. und Bemis, B. E. 1997: Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. Nature, **390**, 497-500.
- Staffelbach, T., Stauffer, B. und Sigg, A. 1991: CO₂ measurements from polar ice cores: more data from different sites. Tellus, **43B**, 91-96.
- Stauffer, B., Blunier, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., Schwander, J., Stocker, T., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D., Hammer, C. U. und Clausen, H. B. (im Druck): Atmospheric CO₂ concentration and millennial-scale climate during the last glacial period. Nature.
- Stocker, T. F. und Wright, D. G. 1996: Rapid changes in ocean circulation and atmospheric radiocarbon. Paleoceanogr., **11**, 773-795.
- Stocker, T. F., Broecker, W. S. und Wright, D. G. 1994: Carbon uptake experiments with a zonally-averaged global ocean circulation model. Tellus, **46B**, 103-122.
- Stocker, T. F., Marchal, O. und Joos, F. 1997: Simulation of CO₂ and ¹⁴C variations during the Younger Dryas.

- EOS Trans. AGU, Spring Meet. Suppl., **78**, S195.
- Stott, L. D. und Tang, C. M. 1996: Reassessment of foraminiferal-based tropical sea surface $\delta^{18}\text{O}$ paleotemperatures. *Paleoceanogr.*, **11**, 37-56.
- Stuiver, M. und Braziunas, T. F. 1993: Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarb.*, **35**, 137-189.
- Stuiver, M. und Polach, H. A. 1977: Discussion — Reporting of ^{14}C data. *Radiocarb.*, **19**, 355-363.
- Stuiver, M. und Reimer, P. J. 1993: Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarb.*, **35**, 215-230.
- Stuiver, M., Östlund, H. G. und McConnaughey, T. A. 1981: GEOSECS Atlantic and Pacific ^{14}C distribution. In: Bolin, B. (Hrsg.), Carbon cycle modelling, SCOPE, 16. John Wiley and Sons, Chichester, 201-221.
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J. F., Schlosser, P., Broecker, W. S. und Bonani, G. 1995: Cooling of tropical Brazil (5°C) during the last glacial maximum. *Science*, **269**, 379-383.
- Suess, E. 1980: Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**, 260-263.
- Sundquist, E. T. 1985: Geological perspectives on carbon dioxide and the carbon cycle. In: Sundquist, E. T. und Broecker, W. S. (Hrsg.), The carbon cycle and atmospheric CO_2 : Natural variations Archean to Present, Geophysical Monograph, Bd. 32. American Geophysical Union, Washington, D.C., 5-59.
- Sundquist, E. T. 1993: The global carbon dioxide budget. *Science*, **259**, 934-941.
- Sundquist, E. T. und Broecker, W. S. (Hrsg.) 1985: The carbon cycle and atmospheric CO_2 : natural variations Archean to Present, Geophysical Monograph, Bd. 32. American Geophysical Union, Washington, D.C. 627 S.
- Takahashi, T., Broecker, W. S. und Bainbridge, A. E. 1981: Supplement to the alkalinity and total carbon dioxide concentration in the world oceans. In: Bolin, B. (Hrsg.), Carbon cycle modelling, SCOPE, 16. John Wiley and Sons, Chichester, 159-199.
- Takahashi, T., Broecker, W. S. und Langer, S. 1985: Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *J. Geophys. Res.*, **90C**, 6907-6924.
- Takahashi, T., Feely, R. A., Weiss, R. F., Wanninkhof, R., Chipman, D. W., Sutherland, S. C. und Takahashi, T. 1997: Global air-sea flux of CO_2 : An estimate based on measurements of sea-air $p\text{CO}_2$ difference. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **94**, 8292-8299.
- Tans, P. P., Fung, I. Y. und Takahashi, T. 1990: Observational constraints on the global CO_2 budget. *Science*, **247**, 1431-1438.
- Tans, P. P., Berry, J. A. und Keeling, R. F. 1993: Oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ observations: a new window on ocean CO_2 uptake. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **7**, 353-368.
- Taylor, K. C., Lamorey, G. W., Doyle, G. A., Alley, R. B., Grootes, P. M., Mayewski, P. A., White, J. W. C. und Barlow, L. K. 1993: The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change. *Nature*, **361**, 432-436.
- Taylor, K. C., Mayewski, P. A., Alley, R. B., Brook, E. J., Gow, A. J., Grootes, P. M., Meese, D. A., Saltzman, E. S., Severinghaus, J. P., Twickler, M. S., White, J. W. C., Whitlow, S. und Zielinski, G. A. 1997: The Holocene-Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland. *Science*, **278**, 825-827.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P. N., Henderson, K. A., Coledai, J., Bolzan, J. F. und Liu, K. B. 1995: Late glacial stage and holocene tropical ice core records from Huascaran, Peru. *Science*, **269**, 46-50.
- Thouveny, N., Creer, K. M. und Williamson, D. 1993: Geomagnetic moment variations in the last 70,000 years, impact on production of cosmogenic isotopes. *Glob. Planet. Change*, **7**, 157-172.
- Toggweiler, J. R. 1992: Catalytic conversions. *Nature*, **356**, 665-666.
- Toggweiler, J. R. und Sarmiento, J. L. 1985: Glacial to interglacial changes in atmospheric carbon dioxide: The critical role of ocean surface water in high latitudes. In: Sundquist, E. T. und Broecker, W. S. (Hrsg.), The carbon cycle and atmospheric CO_2 : Natural variations Archean to Present, Geophysical Monograph, Bd. 32. American Geophysical Union, Washington, D.C., 163-184.
- Trenberth, K. E. (Hrsg.) 1992: climate system modeling. Cambridge University Press, Cambridge. 788 S.
- Tsunogai, S. und Noriki, S. 1991: Particle fluxes of carbonate and organic carbon in the ocean. Is the marine biological activity working as a sink of the atmospheric carbon? *Tellus*, **43B**, 256-266.
- Tyrell, T. und Law, C. S. 1997: Low nitrate:phosphate ratios in the global ocean. *Nature*, **387**, 793-796.
- Tziperman, E. 1997: Inherently unstable climate behaviour due to weak thermohaline ocean circulation. *Nature*, **386**, 592-595.
- Usinger, H. 1985: Pollenstratigraphische, vegetations- und klimageschichtliche Gliederung des "Bölling-Alleröd-Komplexes" in Schleswig- Holstein und ihre Bedeutung für die Spätglazial-Stratigraphie in benachbarten Gebieten. *Flora*, **177**, 1-43.
- Van Campo, E., Guiot, J. und Peng, C. 1993: A data-based re-appraisal of the terrestrial carbon budget at the last glacial maximum. *Glob. Planet. Change*, **8**, 189-201.
- Veum, T., Jansen, E., Arnold, M., Beyer, I. und Duplessy, J.-C. 1992: Water mass exchange between the North

- Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28,000 years. *Nature*, **356**, 783-785.
- Volk, T. und Hoffert, M. I. 1985: Ocean carbon pumps: Analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO₂ changes. In: Sundquist, E. T. und Broecker, W. S. (Hrsg.), *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to Present*, Geophysical Monograph, Bd. 32. American Geophysical Union, Washington, D.C., 99-110.
- Wagner, G. A. 1995: Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. 277 S.
- Wefer, G. 1989: Particle flux in the ocean: Effects of episodic production. In: Berger, W. H., Smetacek, V. S. und Wefer, G. (Hrsg.), *Productivity of the ocean: Present and past*. John Wiley & Sons, Chichester, 139-153.
- Wefer, G. 1993: Formation and composition of marine particulates. In: Heimann, M. (Hrsg.), *The global carbon cycle*. Springer Verlag, Berlin, 505-530.
- Weinelt, M. 1993: Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen. Ber. SFB 313, Univ. Kiel, **41**, 1-106.
- Weinelt, M., Sarthein, M., Pflaumann, U., Schulz, H., Jung, S. und Erlenkeuser, H. 1996: Ice-free nordic seas during the last glacial maximum? Potential sites of deepwater formation. *Palaeoclim.*, **1**, 283-309.
- Weiss, R. F. 1974: Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Mar. Chem.*, **2**, 203-215.
- Wenk, T. 1985, Einflüsse der Ozeanzirkulation und der marinen Biologie auf die atmosphärische CO₂-Konzentration. Doktorarbeit, University of Bern, Switzerland. (zitiert in: Sarmiento, 1992)
- Wenk, T. und Siegenthaler, U. 1985: The high-latitude ocean as a control of atmospheric CO₂. In: Sundquist, E. T. und Broecker, W. S. (Hrsg.), *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to Present*, Geophysical Monograph, Bd. 32. American Geophysical Union, Washington, D.C., 185-194.
- White, J. W. C., Ciais, P., Figge, R. A., Kenny, R. und Markgraf, V. 1994: A high-resolution record of atmospheric CO₂ content from carbon isotopes in peat. *Nature*, **367**, 153-156.
- Willkomm, H. 1976: Altersbestimmung im Quartär. Verlag Karl Thieme, München. 276 S.
- Winguth, A. M. E. 1997: Assimilation von $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus marinen Sedimentbohrkernen in das LSG zur Rekonstruktion des Ozeanzirkulation während des letzten glazialen Maximums. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report, **47**, 1-155.
- Winton, M. 1993: Deep decoupling oscillations of the oceanic thermohaline circulation. In: Peltier, W. R. (Hrsg.), *Ice in the climate system*, NATO ASI Series. Springer Verlag, Berlin, 417-432.
- Wohlfarth, B. 1996: The chronology of the last termination: A review of radio carbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. *Quat. Sci. Rev.*, **15**, 267-284.
- Wright, J. und Colling, A. 1995: Seawater: Its composition, properties and behaviour, 2. Aufl. The Open University - Oceanography Series Pergamon, Oxford. 168 S.
- Yamanaka, Y. und Tajika, E. 1996: The role of the vertical fluxes of particulate organic matter and calcite in the oceanic carbon cycle: Studies using an ocean biogeochemical general circulation model. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **10**, 361-382.
- Yu, E. F., Francois, R. und Bacon, M. P. 1996: Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data. *Nature*, **379**, 689-694.
- Zahn, R., Winn, K. und Sarthein, M. 1986: Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicides wuellerstorfi*. *Paleoceanogr.*, **1**, 27-42.
- Zahn, R., Sarthein, M. und Erlenkeuser, H. 1987: Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary. *Paleoceanogr.*, **2**, 543-559.
- Zahn, R., Pedersen, T. F., Bornhold, B. D. und Mix, A. C. 1991: Water mass conversion in the glacial subarctic Pacific (54°N, 148°W): physical constraints and the benthic-planktonic stable isotope record. *Paleoceanogr.*, **6**, 543-560.
- Zbinden, H., Andree, M., Oeschger, H., Amman, B., Lotter, A., Bonani, G. und Wölfli, W. 1989: Atmospheric radiocarbon at the end of the last glacial: An estimate based on AMS radiocarbon dates on terrestrial macrofossils from lake sediments. *Radiocarb.*, **31**, 795-804.
- Zhang, J., Quay, P. D. und Wilbur, D. O. 1995: Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO₂. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 107-114.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. Karl Stattegger danke ich herzlich für die Vergabe dieser Arbeit, seine ermutigende Kritik sowie das angenehme Arbeitsklima.

Weiterhin gilt mein besonderer Dank Herrn Prof. Dr. Michael Sarnthein für sein beständiges Interesse am Fortgang der Arbeit, die vielfältigen fachlichen Anregungen sowie die Einbindung in seine Arbeitsgruppe.

Herrn Dr. Dan Seidov danke ich für die wissenschaftlichen Diskussionen und die Überlassung seiner Ozeanmodellergebnisse.

Besonders danken möchte ich Dr. Christian Schäfer-Neth, der mir beim Auflösen vieler "Hirn-knoten" geholfen hat und immer ein offenes Ohr für meine alltäglichen Modellierprobleme hatte.

Dr. Arnim Flügge danke für die "Nachhilfe" in Chemie, die mir besonders in der Anfangsphase sehr geholfen hat, und weiterhin für den produktiven wissenschaftlichen Gedankenaustausch.

Außerdem gilt mein besonderer Dank Antje Völker, die mich bestens mit aktueller und "grauer" Literatur sowie diversen Datensätzen versorgt hat.

Dr. Michael Lautenschlager und Dr. Arne Winguth haben mich freundlicherweise in die Welt dreidimensionaler Kohlenstoffmodelle eingeführt. Ihr einmonatiger "Intensivkurs" am Deutschen Klimarechenzentrum hat — zwar nur indirekt — deutliche Spuren in dieser Arbeit hinterlassen.

Für anregende wissenschaftliche Diskussionen und Ratschläge möchte ich mich bei Prof. Dr. Pieter Grootes, Dr. Thorsten Kiefer, Johannes Simstich und Dr. Robin Keir bedanken.

Die folgenden Personen haben mir freundlicherweise Daten zur Verfügung gestellt: Andreas Indermühle, Stephan Lorenz, Dr. Alain Mazaud, Dr. Uwe Pflaumann und Dr. Mara Weinelt.

Für die Durchsicht der Arbeit, bzw. Teilen davon, danke ich Dr. Christian Schäfer-Neth, Dietmar Cassier, Hermann Peeken, Derek Dreger und Johannes Simstich.

Schließlich danke ich Ilka für Ihre andauernde Geduld mit einem besserwissenden Geologen und Ihre unermüdliche Unterstützung.

Anhang

Vollständige Auflistung aller prognostischen und diagnostischen Variablen des Boxmodells für die in Abschnitt 5 beschriebenen (quasi)-Gleichgewichtszustände.

A: Kontrollexperiment (Experiment MOD2D01)

B: Letztes Glaziales Maximum (Experiment LGM2D01)

C: Schmelzwasserereignis (Experiment SWE2D02)

Hinweise:

- Die Indizes in Klammern geben die Boxnummern an und sind identisch mit den Boxnummern der Abbildungen 5.1, 5.15 und 5.25.
- Es werden nur Daten für aktive Boxen aufgelistet.
- In Boxen unterhalb der Oberflächenboxen wird $[\text{CO}_3^{2-}]$ nicht explizit berechnet und stattdessen $[\text{CO}_3^{2-}] = [\text{ALK}] - [\text{DIC}]$ sowie $[\text{HCO}_3^-] = [\text{DIC}] - [\text{CO}_3^{2-}]$ gesetzt.

A: Experiment MOD2D01

	Run	Control	Run-Control
Atmosphere:			

pCO2 =	280.039	280.039	.000 [μatm]
$\delta^{13}\text{Catm}$ =	-6.547410	-6.547410	.000 [ppt]
D14Catm =	.011309	.011309	.000 [ppt]

Ocean:

Total dissolved CO2 [mol/m^3]

DIC(01) =	2.121398	2.121398	.000000
DIC(02) =	1.940143	1.940143	.000000
DIC(03) =	2.076306	2.076306	.000000
DIC(04) =	2.179494	2.179494	.000000
DIC(05) =	1.956918	1.956918	.000000
DIC(06) =	2.197223	2.197223	.000000
DIC(07) =	2.207124	2.207124	.000000
DIC(08) =	2.205061	2.205061	.000000
DIC(09) =	2.229247	2.229247	.000000
DIC(10) =	2.245167	2.245167	.000000
DIC(12) =	2.229510	2.229510	.000000
DIC(13) =	2.244355	2.244355	.000000
DIC(15) =	2.325481	2.325481	.000000
DIC(17) =	2.243260	2.243260	.000000
DIC(18) =	2.243190	2.243190	.000000
DIC(20) =	2.288691	2.288691	.000000

Alkalinity [Eqv/m^3]

ALK(01) =	2.323755	2.323755	.000000
ALK(02) =	2.300787	2.300787	.000000
ALK(03) =	2.337765	2.337765	.000000
ALK(04) =	2.348704	2.348704	.000000
ALK(05) =	2.321002	2.321002	.000000
ALK(06) =	2.328398	2.328398	.000000
ALK(07) =	2.332875	2.332875	.000000
ALK(08) =	2.342461	2.342461	.000000
ALK(09) =	2.346947	2.346947	.000000
ALK(10) =	2.357517	2.357517	.000000
ALK(12) =	2.349011	2.349011	.000000
ALK(13) =	2.356545	2.356545	.000000
ALK(15) =	2.410780	2.410780	.000000
ALK(17) =	2.358928	2.358928	.000000
ALK(18) =	2.355884	2.355884	.000000
ALK(20) =	2.391928	2.391928	.000000

	pCO2 (w) [μatm]	[CO2] [mol/m^3]	[HCO3-] [mol/m^3]	[CO3=] [mol/m^3]	[CO3=]/[DIC]

Box(01)	266.22	.015386	1.966655	.139322	.066
Box(02)	287.45	.008781	1.688118	.243207	.125
Box(03)	270.24	.011884	1.886160	.178256	.086
Box(04)	305.86	.019245	2.041021	.119241	.055
Box(05)	286.13	.008654	1.699619	.248637	.127
Box(06)			2.066049	.131174	.060
Box(07)			2.081372	.125752	.057
Box(08)			2.067661	.137400	.062
Box(09)			2.111546	.117700	.053
Box(10)			2.132818	.112350	.050
Box(12)			2.110009	.119501	.054
Box(13)			2.132166	.112189	.050
Box(15)			2.240182	.085299	.037
Box(17)			2.127591	.115669	.052
Box(18)			2.130495	.112695	.050
Box(20)			2.185453	.103238	.045

$\delta^{13}\text{C}$ [ppt]

$\delta^{13}\text{C}(01)$ =	2.638718	2.638718	.000000
$\delta^{13}\text{C}(02)$ =	2.450165	2.450165	.000000
$\delta^{13}\text{C}(03)$ =	2.752654	2.752654	.000000
$\delta^{13}\text{C}(04)$ =	1.586847	1.586847	.000000
$\delta^{13}\text{C}(05)$ =	2.144957	2.144957	.000000
$\delta^{13}\text{C}(06)$ =	1.089278	1.089278	.000000

δ13C(07) =	.741933	.741933	.000000
δ13C(08) =	1.014609	1.014609	.000000
δ13C(09) =	.780931	.780931	.000000
δ13C(10) =	.248385	.248385	.000000
δ13C(12) =	.864504	.864504	.000000
δ13C(13) =	.720000	.720000	.000000
δ13C(15) =	.213568	.213568	.000000
δ13C(17) =	.745700	.745700	.000000
δ13C(18) =	.702144	.702144	.000000
δ13C(20) =	.473708	.473708	.000000

D14C [ppt] (Fractionation corrected)

D14C(01) =	-44.737510	-44.737510	.000
D14C(02) =	-62.592370	-62.592370	.000
D14C(03) =	-59.731990	-59.731990	.000
D14C(04) =	-96.075360	-96.075360	.000
D14C(05) =	-80.275250	-80.275250	.000
D14C(06) =	-84.157290	-84.157290	.000
D14C(07) =	-96.966500	-96.966500	.000
D14C(08) =	-91.270810	-91.270810	.000
D14C(09) =	-111.371700	-111.371700	.000
D14C(10) =	-127.358400	-127.358400	.000
D14C(12) =	-110.228600	-110.228600	.000
D14C(13) =	-114.318700	-114.318700	.000
D14C(15) =	-173.168900	-173.168900	.000
D14C(17) =	-123.782800	-123.782800	.000
D14C(18) =	-117.266000	-117.266000	.000
D14C(20) =	-154.179900	-154.179900	.000

PO4 [μmol/l]

PO4(01) =	.598467	.598467	.000000
PO4(02) =	.112323	.112323	.000000
PO4(03) =	.620144	.620144	.000000
PO4(04) =	1.803005	1.803005	.000000
PO4(05) =	.312312	.312312	.000000
PO4(06) =	1.615853	1.615853	.000000
PO4(07) =	1.859668	1.859668	.000000
PO4(08) =	1.765654	1.765654	.000000
PO4(09) =	1.929285	1.929285	.000000
PO4(10) =	2.228023	2.228023	.000000
PO4(12) =	1.829885	1.829885	.000000
PO4(13) =	1.968474	1.968474	.000000
PO4(15) =	2.459057	2.459057	.000000
PO4(17) =	1.949149	1.949149	.000000
PO4(18) =	1.989507	1.989507	.000000
PO4(20) =	2.216949	2.216949	.000000

Ages relative to atmosphere (Reservoir ages) [Libby years]:

t(01) =	367.8	367.8	.0
t(02) =	519.3	519.3	.0
t(03) =	494.8	494.8	.0
t(04) =	811.5	811.5	.0
t(05) =	672.3	672.3	.0
t(06) =	706.3	706.3	.0
t(07) =	819.4	819.4	.0
t(08) =	768.9	768.9	.0
t(09) =	948.6	948.6	.0
t(10) =	1094.4	1094.4	.0
t(12) =	938.3	938.3	.0
t(13) =	975.3	975.3	.0
t(15) =	1527.6	1527.6	.0
t(17) =	1061.6	1061.6	.0
t(18) =	1002.1	1002.1	.0
t(20) =	1345.2	1345.2	.0

Integrated Atmosphere-Ocean CO2 flux (+ve A->O) [PgC/a]:

aoflx(01) =	.2232
aoflx(02) =	-.1503
aoflx(03) =	.6839
aoflx(04) =	-.3419
aoflx(05) =	-.4156
Σaoflx(i) =	-.0007

Export Production [molC/m².a]:

	Run	Control	Run/Control
prod(01) =	.99	.99	1.001
prod(02) =	1.44	1.44	1.001
prod(03) =	2.36	2.36	.999
prod(04) =	.35	.35	1.013
prod(05) =	1.44	1.44	1.000

Integrated POC Export Production [GtC/a]:

prod(01) =	.130
prod(02) =	.896
prod(03) =	1.751
prod(04) =	.145
prod(05) =	3.042

Σprod(i) = 5.964

Max. PO₄-uptake rates [1/a]

po4fix(01) =	.20058E+00
po4fix(02) =	.35390E+01
po4fix(03) =	.45578E+00
po4fix(04) =	.19132E-01
po4fix(05) =	.70981E+00

Rain Ratio (Corg/CaCO₃):

Box(01) =	85.6
Box(02) =	6.7
Box(03) =	10.8
Box(04) =	112.1
Box(05) =	6.7

Integrated CaCO₃ Export Production:

ΣP_CaCO₃ = .755 [GtC/a]
Avg. Rain Ratio = 7.90

Photosynthetic ¹³C/¹²C fractionation vs. DIC [ppt]:

Box(01) =	-29.73
Box(02) =	-21.33
Box(03) =	-26.44
Box(04) =	-31.64
Box(05) =	-21.05

Gas exchange ¹³C/¹²C fractionation [ppt]:

	Air->Sea	Sea->Air
Box(01) =	-2.17	-12.26
Box(02) =	-2.08	-10.11
Box(03) =	-2.14	-11.42
Box(04) =	-2.18	-12.50
Box(05) =	-2.07	-10.05

Mass balances:

	Input	Final	Final-Input	rel. Error
DIC	2.849672	2.849653	-.000019	-.669E-05
¹³ C	.031680	.031680	.000000	.153E-05
ALK	2.940000	2.939997	-.000003	-.114E-05
PO ₄	.002592	.002592	.000000	-.539E-06
Vol	1.240240	1.240240	.000000	.000E+00

B: Experiment LGM2D01

	Run	Control	Run-Control
Atmosphere:			

pCO2 =	246.263	280.039	-33.776 [μ atm]
$\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ =	-6.483798	-6.547410	.064 [ppt]
D14Catm =	25.932040	.011309	25.921 [ppt]

Ocean:

Total dissolved CO2 [mol/m^3]

DIC(01) =	2.091209	2.121398	-.030189
DIC(02) =	1.912024	1.940143	-.028118
DIC(03) =	2.046400	2.076306	-.029907
DIC(04) =	2.178476	2.179494	-.001018
DIC(05) =	1.956239	1.956918	-.000679
DIC(06) =	2.138146	2.197223	-.059077
DIC(07) =	2.097212	2.207124	-.109912
DIC(08) =	2.209519	2.205061	.004458
DIC(09) =	2.235379	2.229247	.006132
DIC(10) =	2.262900	2.245167	.017733
DIC(12) =	2.238967	2.229510	.009457
DIC(13) =	2.262472	2.244355	.018117
DIC(15) =	2.344149	2.325481	.018668
DIC(17) =	2.284824	2.243260	.041564
DIC(18) =	2.255069	2.243190	.011879
DIC(20) =	2.307495	2.288691	.018804

Alkalinity [eq/m^3]

ALK(01) =	2.293371	2.323755	-.030384
ALK(02) =	2.265338	2.300787	-.035449
ALK(03) =	2.336713	2.337765	-.001052
ALK(04) =	2.349835	2.348704	.001131
ALK(05) =	2.321248	2.321002	.000246
ALK(06) =	2.294971	2.328398	-.033427
ALK(07) =	2.288085	2.332875	-.044790
ALK(08) =	2.337816	2.342461	-.004645
ALK(09) =	2.349642	2.346947	.002695
ALK(10) =	2.357572	2.357517	.000055
ALK(12) =	2.357069	2.349011	.008059
ALK(13) =	2.361626	2.356545	.005081
ALK(15) =	2.416284	2.410780	.005504
ALK(17) =	2.384974	2.358928	.026046
ALK(18) =	2.358557	2.355884	.002672
ALK(20) =	2.400063	2.391928	.008135

	pCO2(w) [μ atm]	[CO2] [mol/m^3]	[HCO3-] [mol/m^3]	[CO3=] [mol/m^3]	[CO3=] / [DIC]
Box(01)	242.87	.015329	1.938971	.136922	.065
Box(02)	249.84	.008483	1.671018	.232503	.122
Box(03)	225.17	.010321	1.841534	.194531	.095
Box(04)	305.65	.019618	2.039536	.119328	.055
Box(05)	256.69	.008485	1.703720	.244030	.125
Box(06)			1.981322	.156825	.073
Box(07)			1.906339	.190873	.091
Box(08)			2.081223	.128297	.058
Box(09)			2.121116	.114263	.051
Box(10)			2.168229	.094671	.042
Box(12)			2.120864	.118103	.053
Box(13)			2.163318	.099154	.044
Box(15)			2.272014	.072135	.031
Box(17)			2.184675	.100149	.044
Box(18)			2.151581	.103488	.046
Box(20)			2.214926	.092568	.040

$\delta^{13}\text{C}$ [ppt]

$\delta^{13}\text{C}$ (01) =	2.714949	2.638718	.076231
$\delta^{13}\text{C}$ (02) =	2.617935	2.450165	.167770
$\delta^{13}\text{C}$ (03) =	2.888622	2.752654	.135967
$\delta^{13}\text{C}$ (04) =	1.382373	1.586847	-.204474
$\delta^{13}\text{C}$ (05) =	2.396224	2.144957	.251267
$\delta^{13}\text{C}$ (06) =	1.369028	1.089278	.279750

δ13C(07) =	1.150360	.741933	.408427
δ13C(08) =	.978461	1.014609	-.036148
δ13C(09) =	.770303	.780931	-.010628
δ13C(10) =	.239374	.248385	-.009011
δ13C(12) =	.707354	.864504	-.157150
δ13C(13) =	.559288	.720000	-.160712
δ13C(15) =	.106089	.213568	-.107479
δ13C(17) =	.499990	.745700	-.245710
δ13C(18) =	.625004	.702144	-.077140
δ13C(20) =	.379152	.473708	-.094556

D14C [ppt] (Fractionation corrected)

D14C(01) =	-20.230090	-44.737510	24.507
D14C(02) =	-26.884170	-62.592370	35.708
D14C(03) =	-53.788880	-59.731990	5.943
D14C(04) =	-104.065100	-96.075360	-7.990
D14C(05) =	-73.682250	-80.275250	6.593
D14C(06) =	-60.238290	-84.157290	23.919
D14C(07) =	-58.242360	-96.966500	38.724
D14C(08) =	-82.813050	-91.270810	8.458
D14C(09) =	-116.086000	-111.371700	-4.714
D14C(10) =	-120.409600	-127.358400	6.949
D14C(12) =	-124.486900	-110.228600	-14.258
D14C(13) =	-121.360400	-114.318700	-7.042
D14C(15) =	-173.115600	-173.168900	.053
D14C(17) =	-154.747900	-123.782800	-30.965
D14C(18) =	-126.111600	-117.266000	-8.846
D14C(20) =	-162.131100	-154.179900	-7.951

PO4 [μmol/l]

PO4(01) =	1.040425	.598467	.441958
PO4(02) =	.055588	.112323	-.056735
PO4(03) =	.146279	.620144	-.473865
PO4(04) =	1.843618	1.803005	.040613
PO4(05) =	.458642	.312312	.146330
PO4(06) =	1.512327	1.615853	-.103526
PO4(07) =	1.333100	1.859668	-.526568
PO4(08) =	1.644994	1.765654	-.120660
PO4(09) =	1.857403	1.929285	-.071882
PO4(10) =	2.384060	2.228023	.156037
PO4(12) =	1.981391	1.829885	.151506
PO4(13) =	2.058501	1.968474	.090027
PO4(15) =	2.545534	2.459057	.086477
PO4(17) =	2.133904	1.949149	.184755
PO4(18) =	1.987177	1.989507	-.002330
PO4(20) =	2.252062	2.216949	.035113

Ages relative to atmosphere (Reservoir ages) [Libby years]:

t(01) =	369.8	367.8	2.1
t(02) =	424.6	519.3	-94.7
t(03) =	649.8	494.8	155.0
t(04) =	1088.4	811.5	276.9
t(05) =	820.5	672.3	148.2
t(06) =	704.7	706.3	-1.5
t(07) =	687.7	819.4	-131.7
t(08) =	900.1	768.9	131.1
t(09) =	1196.9	948.6	248.3
t(10) =	1236.3	1094.4	141.9
t(12) =	1273.6	938.3	335.3
t(13) =	1245.0	975.3	269.7
t(15) =	1732.7	1527.6	205.0
t(17) =	1556.2	1061.6	494.6
t(18) =	1288.5	1002.1	286.5
t(20) =	1626.6	1345.2	281.4

Integrated Atmosphere-Ocean CO2 flux (+ve A->O) [PgC/a]:

aoflx(01) =	.0448
aoflx(02) =	-.1223
aoflx(03) =	1.1691
aoflx(04) =	-.3541
aoflx(05) =	-.7380

Σaoflx(i) =	-.0005

Export Production [molC/m².a]:

	Run	Control	Run/Control
prod(01) =	.49	.99	.496
prod(02) =	1.77	1.44	1.232
prod(03) =	2.53	2.36	1.071
prod(04) =	.02	.35	.054
prod(05) =	1.74	1.44	1.206

Integrated POC Export Production [GtC/a]:

prod(01) = .064
 prod(02) = 1.046
 prod(03) = 1.907
 prod(04) = .010
 prod(05) = 3.480

 Σ prod(i) = 6.507

Max. PO₄-uptake rates [1/a]

po4fix(01) = .50000E-01
 po4fix(02) = .15000E+02
 po4fix(03) = .40000E+01
 po4fix(04) = .99999E-03
 po4fix(05) = .50000E+00

Rain Ratio (Corg/CaCO₃):

Box(01) = 113.8
 Box(02) = 6.7
 Box(03) = 14.7
 Box(04) = 117.6
 Box(05) = 6.7

Integrated CaCO₃ Export Production:

Σ P_CaCO₃ = .804 [GtC/a]
 Avg. Rain Ratio = 8.09

Photosynthetic ¹³C/¹²C fractionation vs. DIC [ppt]:

Box(01) = -29.95
 Box(02) = -21.25
 Box(03) = -24.95
 Box(04) = -31.84
 Box(05) = -21.13

Gas exchange ¹³C/¹²C fractionation [ppt]:

	Air->Sea	Sea->Air
Box(01) =	-2.19	-12.52
Box(02) =	-2.10	-10.56
Box(03) =	-2.14	-11.57
Box(04) =	-2.19	-12.58
Box(05) =	-2.09	-10.44

Mass balances:

	Input	Final	Final-Input	rel. Error
DIC	2.849672	2.849667	-.000005	-.159E-05
¹³ C	.031680	.031680	.000000	-.706E-06
ALK	2.940000	2.939993	-.000007	-.251E-05
PO ₄	.002592	.002592	.000000	.485E-05
Vol	1.240220	1.240220	.000000	.000E+00

C: Experiment: SWE2D02

	Run	Control	Run-Control
Atmosphere:			
pCO2 =	245.420	280.039	-34.619 [μ atm]
$\delta^{13}\text{Catm}$ =	-6.440305	-6.547410	.107 [ppt]
D14Catm =	26.177460	.011309	26.166 [ppt]

Ocean:

Total dissolved CO2 [mol/m^3]

DIC(01) =	2.121971	2.121398	.000573
DIC(02) =	1.905334	1.940143	-.034809
DIC(03) =	2.036185	2.076306	-.040121
DIC(04) =	2.167520	2.179494	-.011974
DIC(05) =	1.947776	1.956918	-.009142
DIC(06) =	2.216593	2.197223	.019370
DIC(07) =	2.181143	2.207124	-.025981
DIC(08) =	2.181235	2.205061	-.023826
DIC(09) =	2.212733	2.229247	-.016514
DIC(10) =	2.234078	2.245167	-.011089
DIC(12) =	2.365637	2.229510	.136127
DIC(13) =	2.248693	2.244355	.004338
DIC(15) =	2.333014	2.325481	.007534
DIC(17) =	2.326476	2.243260	.083216
DIC(18) =	2.242223	2.243190	-.000967
DIC(20) =	2.300307	2.288691	.011616

Alkalinity [eq/m^3]

ALK(01) =	2.320165	2.323755	-.003590
ALK(02) =	2.260856	2.300787	-.039931
ALK(03) =	2.324713	2.337765	-.013052
ALK(04) =	2.338209	2.348704	-.010495
ALK(05) =	2.312248	2.321002	-.008754
ALK(06) =	2.317815	2.328398	-.010583
ALK(07) =	2.293910	2.332875	-.038965
ALK(08) =	2.323775	2.342461	-.018686
ALK(09) =	2.338064	2.346947	-.008883
ALK(10) =	2.346037	2.357517	-.011480
ALK(12) =	2.427492	2.349011	.078481
ALK(13) =	2.354110	2.356545	-.002435
ALK(15) =	2.411496	2.410780	.000716
ALK(17) =	2.418078	2.358928	.059150
ALK(18) =	2.351418	2.355884	-.004466
ALK(20) =	2.397207	2.391928	.005279

	pCO2 (w) [μ atm]	[CO2] [mol/m^3]	[HCO3-] [mol/m^3]	[CO3=] [mol/m^3]	[CO3=]/[DIC]
Box(01)	253.40	.015150	1.969894	.136902	.065
Box(02)	245.64	.008344	1.663115	.233855	.123
Box(03)	224.83	.010305	1.832850	.192994	.095
Box(04)	303.86	.019503	2.029189	.118815	.055
Box(05)	255.09	.008432	1.696002	.243338	.125
Box(06)			2.115370	.101223	.046
Box(07)			2.068377	.112767	.052
Box(08)			2.038696	.142540	.065
Box(09)			2.087402	.125331	.057
Box(10)			2.122118	.111960	.050
Box(12)			2.303782	.061855	.026
Box(13)			2.143277	.105416	.047
Box(15)			2.254533	.078481	.034
Box(17)			2.234873	.091603	.039
Box(18)			2.133027	.109195	.049
Box(20)			2.203406	.096900	.042

$\delta^{13}\text{C}$ [ppt]

$\delta^{13}\text{C}(01)$ =	2.544153	2.638718	-.094565
$\delta^{13}\text{C}(02)$ =	2.776777	2.450165	.326612
$\delta^{13}\text{C}(03)$ =	2.895307	2.752654	.142653
$\delta^{13}\text{C}(04)$ =	1.415733	1.586847	-.171114
$\delta^{13}\text{C}(05)$ =	2.419897	2.144957	.274940
$\delta^{13}\text{C}(06)$ =	.496870	1.089278	-.592408

δ13C(07) =	.522242	.741933	-.219691
δ13C(08) =	1.158027	1.014609	.143418
δ13C(09) =	.921480	.780931	.140549
δ13C(10) =	.399744	.248385	.151359
δ13C(12) =	-.012292	.864504	-.876795
δ13C(13) =	.660677	.720000	-.059323
δ13C(15) =	.165298	.213568	-.048270
δ13C(17) =	.328644	.745700	-.417056
δ13C(18) =	.707177	.702144	.005033
δ13C(20) =	.429415	.473708	-.044293

D14C [ppt] (Fractionation corrected)

D14C(01) =	-35.658050	-44.737510	9.079
D14C(02) =	-36.755180	-62.592370	25.837
D14C(03) =	-52.537300	-59.731990	7.195
D14C(04) =	-98.229410	-96.075360	-2.154
D14C(05) =	-68.494390	-80.275250	11.781
D14C(06) =	-95.205760	-84.157290	-11.048
D14C(07) =	-72.133550	-96.966500	24.833
D14C(08) =	-75.487630	-91.270810	15.783
D14C(09) =	-107.552400	-111.371700	3.819
D14C(10) =	-114.350600	-127.358400	13.008
D14C(12) =	-158.751100	-110.228600	-48.523
D14C(13) =	-110.779200	-114.318700	3.539
D14C(15) =	-173.890900	-173.168900	-.722
D14C(17) =	-161.552400	-123.782800	-37.770
D14C(18) =	-119.478100	-117.266000	-2.212
D14C(20) =	-162.861100	-154.179900	-8.681

PO4 [μmol/l]

PO4(01) =	2.060714	.598467	1.462247
PO4(02) =	.073993	.112323	-.038330
PO4(03) =	.149682	.620144	-.470462
PO4(04) =	1.695994	1.803005	-.107011
PO4(05) =	.427183	.312312	.114871
PO4(06) =	2.238449	1.615853	.622596
PO4(07) =	2.051374	1.859668	.191706
PO4(08) =	1.485567	1.765654	-.280087
PO4(09) =	1.706120	1.929285	-.223165
PO4(10) =	2.218987	2.228023	-.009036
PO4(12) =	2.699772	1.829885	.869887
PO4(13) =	1.939638	1.968474	-.028836
PO4(15) =	2.476968	2.459057	.017910
PO4(17) =	2.319020	1.949149	.369871
PO4(18) =	1.892198	1.989507	-.097309
PO4(20) =	2.191008	2.216949	-.025941

Ages relative to atmosphere (Reservoir ages) [Libby years]:

t(01) =	499.3	367.8	131.5
t(02) =	508.4	519.3	-10.9
t(03) =	641.1	494.8	146.3
t(04) =	1038.2	811.5	226.7
t(05) =	777.5	672.3	105.2
t(06) =	1011.3	706.3	305.0
t(07) =	809.0	819.4	-10.4
t(08) =	838.1	768.9	69.2
t(09) =	1121.6	948.6	173.0
t(10) =	1183.1	1094.4	88.6
t(12) =	1596.2	938.3	658.0
t(13) =	1150.7	975.3	175.4
t(15) =	1742.1	1527.6	214.5
t(17) =	1623.0	1061.6	561.4
t(18) =	1229.7	1002.1	227.6
t(20) =	1635.6	1345.2	290.4

Integrated Atmosphere-Ocean CO2 flux (+ve A->O) [PgC/a]:

aoflx(01) =	-.1000
aoflx(02) =	-.0076
aoflx(03) =	1.1414
aoflx(04) =	-.3485
aoflx(05) =	-.6846

Σaoflx(i) = .0007

Export Production [molC/m².a]:

	Run	Control	Run/Control
prod(01) =	.22	.99	.217
prod(02) =	2.97	1.44	2.060
prod(03) =	2.62	2.36	1.112
prod(04) =	.02	.35	.049
prod(05) =	1.58	1.44	1.095

Integrated POC Export Production [GtC/a]:

prod(01) = .028
 prod(02) = 1.747
 prod(03) = 1.980
 prod(04) = .009
 prod(05) = 3.159

 Σprod(i) = 6.924

Max. PO₄-uptake rates [1/a]

po4fix(01) = .10000E-01
 po4fix(02) = .15000E+02
 po4fix(03) = .40000E+01
 po4fix(04) = .10000E-02
 po4fix(05) = .50000E+00

Rain Ratio (Corg/CaCO₃):

Box(01) = 94.2
 Box(02) = 6.7
 Box(03) = 14.7
 Box(04) = 117.6
 Box(05) = 6.7

Integrated CaCO₃ Export Production:

ΣP_CaCO₃ = .865 [GtC/a]
 Avg. Rain Ratio = 8.00

Photosynthetic ¹³C/¹²C fractionation vs. DIC [ppt]:

Box(01) = -29.66
 Box(02) = -21.00
 Box(03) = -24.93
 Box(04) = -31.80
 Box(05) = -21.04

Gas exchange ¹³C/¹²C fractionation [ppt]:

	Air->Sea	Sea->Air
Box(01) =	-2.18	-12.33
Box(02) =	-2.10	-10.56
Box(03) =	-2.14	-11.57
Box(04) =	-2.19	-12.58
Box(05) =	-2.09	-10.44

Mass balances:

	Input	Final	Final-Input	rel. Error
DIC	2.849672	2.849668	-.000004	-.142E-05
¹³ C	.031680	.031680	.000000	-.941E-06
ALK	2.940000	2.939994	-.000006	-.195E-05
PO ₄	.002592	.002592	.000000	.494E-05
Vol	1.240220	1.240220	.000000	.000E+00

Inst. f. Meereskunde, Kiel



000000303112